

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA
ESCOLA TÈCNICA SUPERIOR D'ENGINYERS DE CAMINS, CANALS I PORTS DE BARCELONA
INSTITUT FLUMEN

El règim tèrmic del tram inferior de l'Ebre i les seues alteracions

Jordi Prats Rodríguez

Directors:

Dr. Josep Dolz i Ripollés

Dr. Joan Armengol i Bachero

Tesi presentada per obtenir el títol de
DOCTOR PER LA UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA
Programa de Doctorat en Enginyeria Civil

Barcelona, maig de 2011

L'estructura que conserva aquesta "homeòstasi" és la pedra de toc de la nostra identitat personal. Els nostres teixits canvien a mesura que anem vivint: l'aliment que ingerim i l'aire que respirem es converteixen en carn de la nostra carn i ossos dels nostres ossos; els components momentanis de la nostra carn i dels nostres ossos travessen cada dia el nostre cos junt amb les excrecions. No som res més que remolins en un riu on l'aigua flueix contínuament. No som una matèria que resta, sinó organitzacions que es perpetuen.

Norbert Wiener
Cibernètica i societat

RESUM

En aquesta tesi s'estudia el règim tèrmic del tram inferior del riu Ebre, entre les localitats d'Escatrón (Saragossa) i Miravet (Tarragona), a diferents escales temporals (plurianual, anual, mensual, diària), així com les alteracions causades pel sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix i per la central nuclear d'Ascó.

L'anàlisi del comportament tèrmic del riu Ebre en l'àrea d'estudi es realitza 1) a partir de l'examen de mesures de la temperatura i del nivell de l'aigua realitzades in situ, 2) per mig de la reconstrucció d'una sèrie de la temperatura mitjana anual a partir de dades històriques de temperatura, i 3) mitjançant un model numèric que té en compte els processos de transport i intercanvi de calor entre l'aigua del riu i el medi. Per la seua importància per a la modelització del comportament tèrmic del riu, també es realitza un estudi del comportament hidràulic de l'Ebre aigües avall del sistema d'embassaments. A més, a causa de la seua influència aigües avall, es dóna especial importància a l'estudi del comportament hidrodinàmic de l'embassament de Riba-roja, mitjançant el model DYRESM.

Els resultats dels treballs mostren un augment de la temperatura mitjana anual a Escatrón de 2,3 °C en el període 1955-2000. D'acord amb les mesures realitzades en l'àrea d'estudi en el període comprès entre 1998 i 2003, s'observa un efecte variable del sistema d'embassaments en funció de l'estació de l'any i un augment de la temperatura de l'aigua causat per la central nuclear d'Ascó de 3 °C en mitjana. Durant la primavera i estiu les alteracions produïdes per la central nuclear i els embassaments són de signe contrari i aproximadament s'anul·len entre si; durant la tardor i hivern, tant el sistema d'embassaments com la central nuclear produeixen un augment de la temperatura de l'aigua. Endemés, els embassaments provoquen una disminució de la variabilitat tèrmica diària. En canvi, la interacció entre el vessament tèrmic de la central nuclear i les oscil·lacions diàries del cabal produïdes pels embassaments per la producció hidroelèctrica (magencs, *hydropeaking* en anglès) dóna lloc a canvis bruscos de la temperatura de l'aigua. A mesura que l'aigua discorre riu avall, la seua temperatura s'aproxima a la temperatura de l'estat estacionari, si bé, d'acord amb els resultats de la modelització, la distància de recuperació pot ser de centenars de quilòmetres depenent de la intensitat de l'alteració, del cabal i de les condicions meteorològiques.

RESUMEN

En esta tesis se estudia el régimen térmico del tramo inferior del río Ebro, entre las localidades de Escatrón (Zaragoza) y Miravet (Tarragona), a diferentes escalas temporales (plurianual, anual, mensual, diaria), así como las alteraciones causadas por el sistema de embalses de Mequinenza, Ribarroja y Flix y por la central nuclear de Ascó.

El análisis del comportamiento térmico del río Ebro en el área de estudio se lleva a cabo 1) a partir del examen de medidas de la temperatura y del nivel del agua tomadas in situ, 2) por medio de la reconstrucción de una serie de la temperatura media anual a partir de datos históricos de temperatura, y 3) mediante un modelo numérico que tiene en cuenta los procesos de transporte e intercambio de calor entre el agua del río y el medio. Por su importancia para la modelización del comportamiento térmico del río, también se realiza un estudio del comportamiento hidráulico del Ebro aguas abajo del sistema de embalses. Por otro lado, a causa de su influencia aguas abajo, se da especial importancia al estudio del comportamiento hidrodinámico del embalse de Ribarroja, por medio del modelo DYRESM.

Los resultados de los trabajos muestran un aumento de la temperatura media anual en Escatrón de 2,3 °C en el período 1955-2000. Según las medidas realizadas en el área de estudio en el período comprendido entre 1998 y 2003, se observa un efecto variable del sistema de embalses en función de la estación del año, y un aumento de la temperatura del agua causado por la central nuclear de Ascó de 3 °C de media. Durante la primavera y verano las alteraciones provocadas por la central nuclear y los embalses son de signo contrario y aproximadamente se anulan; durante el otoño e invierno, tanto el sistema de embalses como la central nuclear producen un aumento de la temperatura del agua. Además, los embalses provocan una disminución de la variabilidad térmica diaria. En cambio, la interacción entre el vertido térmico de la central nuclear y las oscilaciones diarias del caudal producidas por los embalses para la producción hidroeléctrica (*hydropeaking* en inglés) dan lugar a cambios bruscos de la temperatura del agua. A medida que el agua discurre río abajo su temperatura se aproxima a la temperatura del estado estacionario, si bien la distancia de recuperación puede ser de cientos de kilómetros, según los resultados de la modelización, en función de la intensidad de la alteración, del caudal y de las condiciones meteorológicas.

ABSTRACT

This thesis deals with the study of the thermal regime of the lower Ebro River (Spain), between the towns of Escatrón and Miravet, at different time scales (multiannual, annual, monthly, diel), as well as the alterations caused by the system of reservoirs of Mequinensa, Riba-roja and Flix and by the nuclear power plant of Ascó.

The thermal behaviour of the Ebro River in the study area is analysed 1) by examining water temperature and level measurements taken in the river, 2) through the reconstruction of a mean annual water temperature series from historical data, and 3) by means of a numerical model that takes into account the transport processes and heat exchange between water and the environment. Because of its importance for the modelling of the river thermal behaviour, the hydraulic behaviour of the Ebro River downstream from the system of reservoirs has also been studied. Furthermore, owing to its influence on downstream water temperature, special attention has been given to the analysis of the hydrodynamic behaviour of the Riba-roja reservoir, by using the DYRESM model.

The study results show an increase in mean annual water temperature at Escatrón of 2.3 °C in the period 1955-2000. The measurements taken in the study area show a seasonal effect of the system of reservoirs and an increase in water temperature of 3 °C in mean caused by the nuclear power plant of Ascó. During the spring and summer the alterations produced by the nuclear power plant and the reservoirs are opposed in sign and approximately cancel each other out; during the autumn and winter, both the system of reservoir and the nuclear power plant increase water temperature. In addition, reservoirs induce a decrease in daily thermal variability, while the interaction between the nuclear power plant thermal discharge and hydropeaking caused by reservoirs generates sharp water temperature changes. As water flows downstream its temperature approaches the steady state temperature, though according to modelling results the recuperation distance can be hundreds of kilometres long depending on the intensity of the alteration, river discharge and meteorological state.

SOMMARIO

La ricerca riportata in questa tesi ha come obiettivo lo studio del regime termico del fiume Ebro (Spagna). Nello specifico si prenderà in esame il suo andamento nel tratto compreso tra le località di Escatrón e Miravet, sulla base di diverse scale temporali (pluriennale, annuale, mensile, quotidiana). Saranno qui analizzate inoltre le alterazioni termiche causate dalla centrale nucleare di Ascó e dal complesso dei serbatoi di Mequinensa, Riba-roja e Flix.

L'andamento termico del fiume Ebro nell'area di studio è analizzato 1) attraverso l'esame di campionamenti della temperatura e del livello dell'acqua, 2) tramite la ricostruzione di una serie pluriennale della temperatura media annuale dell'acqua utilizzando dati storici, e 3) mediante un modello numerico che tiene conto dei processi di trasporto e degli scambi termici del fiume con l'esterno.

Data la sua importanza nella modellazione delle dinamiche termiche del fiume, è oggetto di studio anche l'andamento idraulico del fiume Ebro a valle del sistema di serbatoi. Vista la sua influenza sulla temperatura dell'acqua a valle delle dighe, si dà uno speciale rilievo allo studio dell'idrodinamica del serbatoio di Riba-roja per mezzo del modello DYRESM.

I risultati delle ricerche mostrano un aumento della temperatura media annuale ad Escatrón di 2,3 °C nel periodo 1955-2000. In base ai dati registrati dal monitoraggio della zona di studio nel periodo compreso fra 1998 e 2003, si osserva un effetto variabile del complesso di serbatoi a seconda della stagione dell'anno, e un aumento della temperatura dell'acqua di 3 °C in media prodotto dalla centrale nucleare di Ascó. Durante la primavera e l'estate le alterazioni causate dalla centrale nucleare e dai serbatoi saranno di segno contrario e approssimativamente si annulleranno a vicenda; durante l'autunno e l'inverno, tanto i serbatoi quanto la centrale nucleare influiscono sulla temperatura dell'acqua aumentandola. Inoltre, i serbatoi provocano una diminuzione dell'ampiezza delle oscillazioni termiche alla scala giornaliera. Per contro, l'azione reciproca fra le immissioni termiche della centrale nucleare e le oscillazioni quotidiane della portata prodotte dai serbatoi per la produzione idroelettrica (hydropedaking) arreca brusche variazioni della temperatura dell'acqua. Man mano che l'acqua scorre a valle, la sua temperatura si avvicina alla temperatura dello stato stazionario, sebbene, secondo i risultati della modellazione, la distanza di recupero possa essere di centinaia di chilometri in funzione dell'intensità dell'alterazione, della portata, e delle condizioni meteorologiche.

AGRAÏMENTS

[...]

*Gracias a la vida que me ha dado tanto.
Me ha dado el sonido y el abecedario,
con él las palabras que pienso y declaro:
madre, amigo, hermano, y luz alumbrando
la ruta del alma del que estoy amando.*

*Gracias a la vida que me ha dado tanto.
Me ha dado la marcha de mis pies cansados;
con ellos anduve ciudades y charcos,
playas y desiertos, montañas y llanos,
y la casa tuya, tu calle y tu patio.*

*Gracias a la vida que me ha dado tanto.
Me dio el corazón que agita su marco
cuando miro el fruto del cerebro humano;
cuando miro el bueno tan lejos del malo,
cuando miro el fondo de tus ojos claros.*

*Gracias a la vida que me ha dado tanto.
Me ha dado la risa y me ha dado el llanto.
Así yo distingo dicha de quebranto,
los dos materiales que forman mi canto,
y el canto de ustedes que es el mismo canto
y el canto de todos, que es mi propio canto.*

Gracias a la vida que me ha dado tanto.

Violeta Parra

És curiós el camí que et pot portar a fer una tesi doctoral. En el meu cas, tot va començar alguns mesos després d'haver acabat la carrera amb una trucada de Montserrat Agudé catedràtica de Genètica a la Facultat de Biologia de la UB. Va pensar que, com que jo havia obtingut una bona nota en l'assignatura de Genètica Evolutiva, potser em podria interessar de presentar una sol·licitud per a una beca, finançada pel Ministeri d'Educació i Ciència, per realitzar una tesi doctoral en aquest àmbit. En aquell moment portava alguns mesos cercant faena com a biòleg a les Terres de l'Ebre sense massa èxit i vaig prendre en consideració la seua proposta. En

l'entrevista que vam tenir em va informar que en la mateixa convocatòria hi havia altres projectes i va aconsellar-me de veure si n'hi havia algun altre que em pogués interessar. En llegir la llista dels projectes en vaig veure un que em va cridar ràpidament l'atenció. Tractava sobre l'Ebre. Com a tortosí que sóc, no podia deixar perdre l'oportunitat de fer un estudi relacionat amb el riu Ebre. En aquell moment, tot i que sempre m'ha interessat el fet evolutiu, el projecte de genètica evolutiva va passar a un segon lloc. De totes maneres, si no hagués estat per la trucada de la Montse Aguadé i de la Carmen Segarra, probablement jo mai hauria tingut coneixement del projecte de recerca pel què vaig ser escollit i mai hauria fet aquesta tesi. Per tant, el meu primer agraïment és per a elles.

El meu segon agraïment és per als meus tutors, el Josep Dolz i el Joan Armengol, per la confiança que van tenir en mi en donar-me el seu suport per a realitzar la tesi. En cap moment han dubtat de la meua capacitat per a portar-la endavant i he rebut d'ells totes les facilitats, i més, per fer-ho. I tot això, malgrat el meu caràcter particular, els meus defectes i les meues decisions peculiars en alguns moments. No puc negar que he estat molt independent, també tossut moltes vegades. Els he d'agrair especialment la seua comprensió quan, fa dos anys, vaig decidir interrompre temporalment una tesi quasi acabada –bé, aleshores em semblava quasi acabada!– perquè necessitava un canvi d'aires, aclarir les idees sobre la meua carrera professional. L'oportunitat per a aquest recés es va presentar amb una beca Erasmus a la Università degli Studi di Bari, lligada a un Màster en Traducció Especialitzada. Això va suposar una interrupció considerable de la tesi, d'un any i mig, però va ser una ocasió de creixement personal que m'ha permès afrontar la tesi d'una altra manera, amb més decisió i objectius més clars, quan hi ha hagut la possibilitat de tornar a la Universitat. Al Joan i al Josep els he d'agrair també tots els consells que m'han donat, allò que n'he après, i les correccions que m'han fet. Considero molt valuosa la llibertat que m'han donat en tot moment per tal de dur a terme el meu treball. I m'han donat la magnífica oportunitat, importantíssima en la meua formació científica, de participar en altres projectes i ampliar la meua experiència: el projecte de Doñana, el muntatge de la plataforma a Riba-roja, el control de la qualitat de l'aigua en embassaments catalans...

En tercer lloc, vull comunicar el meu reconeixement a tantes persones i institucions sense l'ajuda, col·laboració i finançament de les quals aquesta tesi no s'hauria pogut fer. La nostra recerca ha rebut finançament de l'Associació Nuclear Ascó-Vandellós, d'ENDESA, de l'Estat espanyol i del Fons Social Europeu. Han facilitat informes i articles útils per a aquesta tesi l'Agència Catalana de l'Aigua (ACA), la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre (CHE), la

consultoria URS (i en nom seu Glòria González), a més de José Luís Arrúe, Doug Booker, Núria Cid, Carles Ibàñez, Steve McAdam, Antoni Palau, Narcís Prat, Montse Roura i Joan Albert Sánchez. Són moltes les dades utilitzades en aquesta tesi, recollides per altres institucions. En especial, no puc oblidar l'atenta i calorosa atenció rebuda de part del José Luís Arrúe quan un dia cap al començament de la meua tesi em va rebre a Saragossa i em donar accés a dades històriques de la temperatura de l'aigua de l'Ebre. Altres dades històriques de la temperatura de l'aigua de l'Ebre van ser amablement cedides per la central tèrmica d'Escatrón. L'Observatori de l'Ebre a Roquetes va proporcionar dades meteorològiques històriques. L'ACA ha proporcionat dades de qualitat de l'aigua a través del seu portal d'Internet. ENDESA ens ha cedit valuoses dades dels cabals turbinats a les preses de Mequinensa i Riba-roja, així com la batimetria de l'embassament de Riba-roja en ser construït. Del Servei Meteorològic de Catalunya prové una gran quantitat de dades meteorològiques de les seues estacions en la zona d'estudi. La CHE ha estat la institució que ha proporcionat la major quantitat de dades per a aquest estudi: cabals actuals i històrics, dades de qualitat de l'aigua de la xarxa SAICA, etc. El lloc web de la CHE (www.chebro.es) ha estat una font de dades indispensable i aprofito l'ocasió per felicitar-los-en, per la facilitat en obtenir les dades i per la seua meravellosa política d'informació pública. Cal esmentar també les institucions que ens han proporcionat una localització per a les nostres estacions de mesura i ens donat facilitat d'accés: Ajuntament de Miravet (i en especial gràcies al Vicent), Associació Nuclear Ascó-Vandellós, central tèrmica d'Escatrón, ENDESA i FECSA. La instal·lació i manteniment de la instrumentació va anar a càrrec del Jordi Vicente, del Quim Rabadà i del Daniel Niñerola. Un agraïment especial per al Quim, que és qui s'ha passat més hores al camp amb mi, amb fred o calor, barallant-se amb sensors, cables i dataloggers. El Hans Sánchez ha estat sempre disposat a ajudar-me amb qüestions d'informàtica, quan em faltava un programa, un controlador... A tots i totes, el meu agraïment més sincer. La Cesca, la Cèlia i la Carme s'han ocupat de les qüestions administratives i han estat sempre disponibles. He d'agrair de forma molt especial l'Óscar González i l'Ariadna Salgado, estudiants de Camins que van fer la seua tesi d'especialització sota la direcció del Martí Sánchez i de mi mateix. Vull fer constar que van realitzar un treball ingent i d'una qualitat remarcable. L'experiència de fer-los de tutor és una de les millors experiències que m'emporto del període del doctorat. En vaig aprendre molt.

Com que sóc una rata de biblioteca, he donar les gràcies al personal de tantes biblioteques i centres de documentació: Biblioteca de Biologia (UB), Biblioteca Rector Gabriel Ferrater del

Campus Nord (UPC), Biblioteca de l'Escola Tècnica Superior d'Enginyeria Industrial de Barcelona (UPC), Biblioteca de la Facultat de Matemàtiques i Estadística (UPC), Biblioteca de Filosofia, Geografia i Història (UB), Biblioteca del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Biblioteca de l'Observatori de l'Ebre, Centre de Documentació i Debat d'Enginyeria Civil i Medi Ambient (UPC), Centre de Documentació del Departament de Medi Ambient, Centre de Documentació del Parc Natural del Delta de l'Ebre.

Escriure no és fàcil, i tal com deia P. B. Medawar en el seu llibre *Consejos a un joven científico* (ed. Crítica) molts recercadors no sabem escriure. Tant de bo hagués descobert aquest llibre al començament de la tesi i no al final, perquè dóna bons consells per escriure bé un informe científic, a més de per seguir la carrera científica. Pel que fa a qüestions terminològiques, han estat de gran utilitat els coneixements adquirits durant el Màster en Traducció Especialitzada a distància que vaig cursar a la Universitat de Vic. He après molt, també, dels comentaris de nombrosos editors, editors associats i revisors anònims que han revisat els meus articles per a la seua publicació. La revisió d'un article és voluntària, no remunerada i, si es fa bé, requereix moltes hores. I el temps no li sobra a ningú... És per això que valoro enormement l'esforç que han realitzat. Alguns companys del grup de recerca també han llegit i comentat alguns dels meus escrits: Antonio Amador, Marina Arbat, Rafa Marcé, Anaïs Ramos, Martí Sánchez i Rafael Val. La meua companya, la Raffaella D'Errico, ha revisat el resum en italià d'aquesta tesi. Aprecio profundament el temps que hi han esmerçat tots ells i elles.

Temps, és tant el temps que es passa a la Universitat... De fet, en aquest camí que és el doctorat, passem més temps amb els companys de la Universitat que amb la pròpia família. He de dir que tot al llarg del camí m'he sentit ben acompanyat pels companys de despatx i avantsales del DEHMA i pels companys de la Biologia: Rafael, Montse, Anaïs, José Luís, Georgina, Carlos, Rodrigo, Úrsula, Hans, Kat, Belén, Beniamino, Carles, Francisco, Marta, Antonio, Andrés, María, Marina, Gustavo, Gonzalo, Quim, Sole, Irene, Janette, Carlos i Felipe de la UPC; Mari, Ainhoa, Jaime, Gonzalo, Úrsula i Julio de la UB. El Rafael em va passar el relleu en el tema de les temperatures de l'Ebre. Gràcies a les gestions del Carlos he tingut la possibilitat de viatjar a Colòmbia per un congrés. El Jaime, el Gonzalo i la Mari em van ensenyar a ser un bon “*embalsero*”. Gràcies a tots i totes pels bons moments compartits, els de treball, però també els d'oci: carnaval, dinars i sopars internacionals, rostides, partits de futbol... I gràcies per haver-me acceptat com sóc.

Vull recordar també els meus amics i amigues, els de més a prop (Montse, Sumaiya, Inés, Ester, Pere, Clelia, AnnaMaria, Grazia, Mario, Piero, Mireia, Marta, Lucinda, Stefania, Anna, Montse, Nani, Blanca, Ivan, Félix), els de més lluny (Virginia, Marta, Mariví, Helena, Carmen), i els d'encara més lluny (Romina, Carmen, Francesca, Pino, Vincenzo, Manola, Marisa, Francesco, Sibilia, Vincenzo, Valeria). I demanar-los disculpes, perquè en els últims dos anys he estat completament desaparegut. Espero que ara que acabo la tesi, podré estar més present i tornar a compartir amb vosaltres tants bons moments, música, balls, viatges i converses.

Devo ringraziare anche Germana per tante belle cose... per tutte le lunghe belle lettere, per i sentimenti, per le confidenze, per tanti belli ricordi... per tutte le canzoni, lezioni di tamburello, balli... Abbiamo condiviso dei bellissimi momenti insieme a Crespina, Calascio, Salento, Roma e sulla strada girando con la pandina di tua nonna. Tutti i canti condivisi, li porto con me.

Grazie a te Raffaella, Raffa bella, per aver scelto di stare con me, di accompagnarmi in questa città che non ti piace, per essere l'amore mio... Ci sono state tante tempeste nel nostro rapporto all'inizio, ma credo che alla fine tutti e due abbiamo imparato a navigare insieme sperando di arrivare in un bel porto. Conoscerti è stata un'esperienza travolgente, che mi ha aperto gli occhi ad un mondo nuovo e sconosciuto. Sono felice di averti incontrata e aver condiviso questi due anni con te.

Per acabar, vull donar les gràcies a la meua família, mos pares Juan i Amparo, mes germanes Cristina i Cinta, ma iaia Rosa. Mos oncles Marisín i Pepo m'han portat tantes vegades en el viatge de tornada cap a Barcelona. També la meua família ha tingut la seua ració de patiment. I és que en els últims dos anys m'han vist poc, molt poc... I han estat sempre preocupats per saber quan acabava. Encara que no ho sembla, això de fer el doctorat té la seua dificultat. Gràcies pel vostre suport constant.

Si m'he deixat algú, no m'ho tingueu en consideració. També a vosaltres el meu agraïment.

Gràcies per tot!

ÍNDIX

Resum	v
Resumen.....	vi
Abstract	vii
Sommario	viii
Agraïments	ix
Índex.....	xv
Índex de figures.....	xxv
Índex de taules	xxxv
1 Objectius i estructura de la tesi	1
1.1 Context de la tesi	1
1.2 Objectius.....	4
1.3 Estructura de la tesi	5
1.4 Capítols de la tesi publicats o en vies de publicació	6
1.4.1 Capítol 5	6
1.4.2 Capítol 6.....	6
1.4.3 Capítol 7.....	7
1.4.4 Capítol 8.....	7
1.4.5 Capítol 11	7
1.4.6 Capítol 12.....	7
1.5 Referències	8
2 Alteracions del règim tèrmic.....	9
2.1 Introducció.....	9
2.2 Tipus d'alteracions	9
2.2.1 Alteracions directes.....	9
2.2.2 Alteracions indirectes.....	12
2.2.3 Combinació de diferents tipus d'alteracions.....	13

2.3	Efectes de les alteracions del règim tèrmic sobre l'ecosistema.....	14
2.3.1	Efectes fisicoquímics.....	14
2.3.2	Efectes biològics	16
2.3.3	Efecte de la temperatura de l'aigua sobre les centrals nuclears	18
2.4	Referències	20
3	Àrea d'estudi	25
3.1	Introducció.....	25
3.2	Hidrologia.....	26
3.3	Infraestructures	29
3.3.1	Infraestructures hidràuliques	29
3.3.2	Producció d'energia.....	34
3.4	Geomorfologia.....	37
3.4.1	Dinàmica geomorfològica	37
3.4.2	Efecte del comportament hidrodinàmic de l'embassament de Riba-roja sobre el transport de sediments	38
3.5	Tendències climàtiques i hidrològiques	39
3.5.1	Temperatura de l'aire	39
3.5.2	Precipitació.....	41
3.5.3	Cabal.....	42
3.6	Referències	45
4	Antecedents i justificació	51
4.1	El comportament tèrmic de l'Ebre i la seua conca	51
4.1.1	Conca de l'Ebre.....	51
4.1.2	Sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix.....	52
4.1.3	El tram inferior de l'Ebre	54
4.2	Alteracions del règim tèrmic de l'Ebre o dels seus afluents	58
4.2.1	Conca de l'Ebre.....	58
4.2.2	El tram inferior de l'Ebre	59

4.3	Justificació.....	60
4.3.1	La palometa.....	60
4.3.2	El musclo de riu	61
4.3.3	Dreissena polymorpha.....	62
4.3.4	La mosca negra	63
4.3.5	Macròfits	64
4.4	Referències	66
5	Variabilidad temporal en el comportamiento hidráulico del curso inferior del río Ebro.....	71
5.1	Introducción.....	71
5.2	Área de estudio.....	73
5.3	Material y métodos.....	75
5.3.1	Instrumentación y datos utilizados.....	75
5.3.2	Celeridad de onda.....	77
5.3.3	Determinación del caudal.....	77
5.3.4	Velocidad del agua.....	78
5.4	Resultados	79
5.4.1	Caracterización del caudal del Ebro a diferentes escalas temporales	79
5.4.2	Comportamiento hidráulico del Ebro a lo largo del período de estudio	81
5.5	Discusión.....	86
5.5.1	Caracterización de los caudales del Ebro a lo largo del período de estudio	86
5.5.2	Comportamiento hidráulico del Ebro a lo largo del período de estudio	86
5.6	Conclusiones	88
5.7	Agradecimientos.....	89
5.8	Referencias	90
6	A methodological approach to the reconstruction of the 1949-2000 water temperature series in the Ebro River at Escatrón	93
6.1	Introduction	93

6.2	Study area	95
6.2.1	Climatic and hydrological trends in the study area	96
6.3	Instruments and data used.....	96
6.3.1	Historical data	98
6.4	Data analysis.....	100
6.4.1	Annual mean water temperature estimators	100
6.4.2	Statistical analysis of trends	103
6.5	Results	103
6.5.1	Validation of the estimations.....	103
6.5.2	Water temperature trend.....	110
6.6	Discussion.....	110
6.6.1	Estimation of the annual mean water temperature	110
6.6.2	Water temperature increase	112
6.7	Conclusions	112
6.8	Aknowledgements	113
6.9	References	114
7	Comportament tèrmic i hidrodinàmic de l'embassament de Riba-roja.....	117
7.1	Introducció.....	117
7.2	Metodologia.....	119
7.2.1	Dades.....	119
7.2.2	Estimació de la temperatura dels afluents	123
7.2.3	Estimació de la salinitat dels afluents	124
7.2.4	Modelització: DYRESM	126
7.3	Resultats i discussió.....	129
7.3.1	Característiques dels afluents d'entrada	129
7.3.2	L'embassament.....	132
7.3.3	Resultats de la modelització	138
7.4	Conclusions	139

7.5	Referències	140
8	Temporal variability in the thermal regime of the lower Ebro River (Spain) and alteration due to anthropogenic factors	143
8.1	Introduction	143
8.2	Study area	145
8.3	Data and methods	149
8.3.1	Instrumentation	149
8.3.2	Historical data	152
8.3.3	Data analysis	152
8.4	Results	154
8.4.1	Daily temperatures	154
8.4.2	Temperatures throughout the year	159
8.4.3	Long-term water temperature behaviour.....	163
8.5	Discussion	165
8.5.1	Determination of the magnitude of the alterations.....	165
8.5.2	Direct and indirect alterations	165
8.5.3	Persistence of the alterations.....	167
8.5.4	Long term water temperature behaviour.....	169
8.6	Conclusions	170
8.7	Acknowledgements	171
8.8	References	172
9	Model utilitzat per estimar la temperatura de l'aigua del riu Ebre	177
9.1	Introducció.....	177
9.2	Mòdul hidràulic	179
9.2.1	Cabals i propagació dels transitoris	180
9.3	Mòdul tèrmic	191
9.3.1	Mètode de les característiques	191

9.3.2	Fluxos de calor	193
9.4	Calibratge i validació	198
9.4.1	Validació inicial	200
9.4.2	Calibratge de la velocitat de l'aigua	201
9.4.3	Segona validació	204
9.5	Resum del model	208
9.6	Referències	211
10	Càlcul de l'albedo de l'aigua per a la radiació d'ona curta en l'escala diària: comparació de diferents mètodes.....	215
10.1	Introducció	215
10.2	Càlculs.....	216
10.2.1	Models de Classe I	216
10.2.2	Models de Classe II	219
10.3	Mesures de la irradiància d'ona curta incident	224
10.4	Resultats i discussió	225
10.4.1	Radiació solar incident d'ona curta	225
10.4.2	Resultats del model teòric	228
10.4.3	Influència de k_t i de l'elevació solar en l'albedo	229
10.4.4	Comparació entre diferents models.....	231
10.5	Conclusions.....	233
10.6	Referències.....	234
11	Comparison of models for the calculation of diel sediment-water heat flux from water temperatures	237
11.1	Introduction.....	238
11.2	Study area and instrumentation.....	241
11.3	Methods.....	243
11.3.1	Heat exchange calculation.....	244
11.3.2	Heat exchange simulation	245

11.3.3	Thermal properties	251
11.3.4	Goodness of fit	252
11.4	Results	252
11.4.1	Measured temperature	252
11.4.2	Sediment-water heat exchange	255
11.4.3	Model behavior	257
11.5	Discussion and conclusions	260
11.5.1	Sediment temperature measuring depth	260
11.5.2	Influence of the initial condition	261
11.5.3	Sediment heat flux calculation from surface sediment temperature	261
11.6	Acknowledgements	262
11.7	References	263
12	Water temperature modeling in the lower Ebro River (Spain): heat fluxes, equilibrium temperature, and magnitude of alteration caused by reservoirs and thermal effluent	267
12.1	Introduction	267
12.2	Field data	270
12.3	Methods	273
12.3.1	Governing equations	273
12.3.2	Heat flux	274
12.3.3	Numerical model	278
12.3.4	Calculation of the intensity of the alterations	280
12.4	Results	281
12.4.1	Model performance	281
12.4.2	Nuclear power plant effect	285
12.4.3	Heat exchange processes	285
12.4.4	Equilibrium temperature	286
12.5	Discussion	291

12.5.1	Heat exchange	291
12.5.2	Equilibrium temperature and water temperature alterations	293
12.5.3	Spatial organization of the river	295
12.6	Conclusions	296
12.7	Acknowledgments	297
12.8	References	298
13	Discussió	303
13.1	Introducció	303
13.2	Comportament tèrmic del riu i alteracions	303
13.2.1	Comportament tèrmic a llarg termini	303
13.2.2	Comportament tèrmic a escala anual	305
13.2.3	Comportament tèrmic a escala diària	306
13.3	Efecte de la temperatura sobre les centrals nuclears	311
13.4	Efectes de la temperatura de l'aigua sobre el transport de sediments	313
13.5	Aspectes legals i de gestió	316
13.6	Conclusions	318
13.6.1	Règim tèrmic interanual	318
13.6.2	Règim tèrmic anual	319
13.6.3	Règim tèrmic diari	319
13.7	Referències	321
14	Conclusions	327
14.1	Aportacions metodològiques a l'estudi del comportament tèrmic dels rius	327
14.1.1	Estimació de la temperatura mitjana anual de l'aigua a partir de mesures històriques	327
14.1.2	Càlcul de l'intercanvi de calot entre l'aigua i el substrat	328
14.1.3	Modelització de la temperatura de l'aigua en rius	328
14.1.4	Estimació dels efectes d'embassaments i centrals nuclears sobre la temperatura de l'aigua	328

14.2	Comportament hidràulic i hidrològic del tram inferior del riu Ebre	329
14.3	Comportament tèrmic del tram inferior del riu Ebre	329
14.3.1	Comportament hidrodinàmic de l'embassament de Riba-roja.....	329
14.3.2	Comportament tèrmic del riu Ebre aigües avall dels embassaments.....	330

ÍNDIX DE FIGURES

Figura 3.1: Àrea d'estudi. S'indiquen diferents localitats i punts de mesura mencionats en la tesi (o), la situació de les preses dels embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix (Δ) i l'àrea coberta pels embassaments (en roig).	26
Figura 3.2: Cabal mig mensual a Tortosa abans i després de la construcció dels embassaments de Mequinensa i Riba-roja. Font: CHE	28
Figura 3.3: Embassament de Mequinensa prop de Chiprana.....	31
Figura 3.4: Sobreeixidors de la presa de Riba-roja, oberts per causa de la riuada de finals de maig de 2008.....	32
Figura 3.5: Flix, meandre, presa i central hidroelèctrica. Fletxes blaves: circulació de l'aigua amb cabals baixos. Fletxes roges: circulació de l'aigua amb cabals alts. Font: modificada de l'ICC (www.icc.cat).....	33
Figura 3.6: Central tèrmica d'Escatrón	34
Figura 3.7: Central nuclear d'Ascó. Font: ICC (www.icc.cat)	35
Figura 3.8: Temperatura a l'Observatori de l'Ebre, Roquetes, entre 1946 i 2004. Font: Klein Tank <i>et al.</i> (2002a).....	40
Figura 3.9: Cabal del riu Ebre a Tortosa i Saragossa i cabals del Segre a Seròs i del Cinca a Fraga. Font: CHE (www.chebro.es).....	43
Figura 4.1: Temperatura dels rius d'Espanya. Font: Margalef (1983).....	52
Figura 4.2: Temperatura de l'aigua en el tram inferior de l'Ebre en els anys 1986-87. Font: Muñoz (1990).....	55
Figura 4.3: Temperatura màxima i mínima mensual de l'aigua de l'Ebre a Ascó durant l'any 1974. Font: FECSA (1978).....	55
Figura 4.4: Musclo zebra colonitzant una superfície de plàstic submergida	62
Figura 4.5: Macròfits aquàtics al meandre de Flix, 2 de juny de 2005	65
Figura 5.1: Área de estudio. Se indican las ubicaciones de los puntos de medida (*), las presas (Δ) y los azudes (Γ)	73
Figura 5.2: Nivel medio diario en Miravet para los años 2000 a 2006. Se muestra también el mínimo nivel medido (63,1 cm) como referencia. Las cotas son relativas.....	75
Figura 5.3: Caudal medio diario del Ebro en Tortosa más el caudal derivado hacia los canales del Delta del Ebro. Se indica como referencia el caudal mínimo medido (94,8 m ³ /s)	76

Figura 5.4: Boxplot de los caudales horarios medidos por la CHE en el período 2000-2006 en la estación de Tortosa en función del mes del año. Las cajas encierran los valores comprendidos entre el primer y tercer cuartil, y muestran la mediana. Los bigotes indican los valores comprendidos como máximo hasta 1,5 veces el rango intercuartílico por encima del tercer cuartil o por debajo del primer cuartil.	79
Figura 5.5: Distribución de frecuencias de los caudales horarios registrados en la estación de aforo de la CHE en Tortosa en el período 2000-2006.....	79
Figura 5.6: Boxplot de los caudales horarios medidos por la CHE en la estación de Tortosa en función del día de la semana (Domingo = 1, Lunes = 2, ..., Sábado = 7). Período 2000-2006	80
Figura 5.7: Boxplot de los caudales horarios medidos por la CHE en la estación de Tortosa en el período 2000-2006 en función de la hora del día (hora solar). Período 2000-2006	80
Figura 5.8: Boxplot de la variación diaria del caudal horario (caudal máximo menos caudal mínimo a lo largo del día) en función del mes del año. [Datos horarios de la CHE en Tortosa, años 2000-2006].....	81
Figura 5.9: Boxplot de la variación diaria del caudal horario (caudal máximo entre caudal mínimo diario a lo largo del día) en función del mes del año. [Datos horarios de la CHE en Tortosa, años 2000-2006].....	81
Figura 5.10: Relación nivel-caudal (valores medios diarios) en Miravet entre el 2000 y el 2006. El nivel se indica en cotas relativas. Se ha indicado con cuadrados negros el comportamiento de tipo A y con cuadrados blancos el comportamiento de tipo B. En trazo discontinuo se representa la curva tipo y en trazo continuo los límites utilizados para considerar un dato como perteneciente al grupo A	82
Figura 5.11: Caudales medios diarios en Miravet. Se indican con diferentes símbolos los diferentes comportamientos hidráulicos observados en la Figura 5.10: A, cuadrados negros, y B, cuadrados blancos	83
Figura 5.12: Velocidad del transitorio entre Miravet y Tortosa para los dos comportamientos observados A (cuadrados negros) y B (rombos blancos) en función del caudal. Los valores de los coeficientes son estadísticamente significativos al nivel del 0,001	84
Figura 5.13: Velocidad del agua obtenida a partir de las paradas de la central nuclear en el tramo Pas de l'Ase-Miravet. Con los cuadrados negros se indica el comportamiento A, con cuadrados blancos el B y con línea discontinua la relación caudal-velocidad obtenida por Pujol & Sánchez-Cabeza (1999) en el mismo tramo.....	85

Figura 5.14: Velocidad del transitorio entre Miravet y Tortosa para los dos comportamientos observados A (cuadrados negros) y B (rombos blancos) en función del nivel. Los valores de los coeficientes son estadísticamente significativos al nivel del 0,001	85
Figura 6.1: Localització de les estacions de mesures del grup Flumen i de la CHE mencionades en el text.....	95
Figura 6.2: Cicle diari mitjà de la temperatura de l'aigua a les estacions del grup Flumen el 1999	97
Figura 6.3: Distribució de freqüència del dia del mes en que es van realitzar les mesures de temperatura de la CHE.....	99
Figura 6.4: Distribució de freqüència de l'hora del dia en què es van realitzar les mesures de temperatura de l'aigua de la CHE	100
Figura 6.5: Cicle diari mitjà de la temperatura de l'aigua a Escatrón en 1999 i biaix de T_H quan $H = 9$ a.m.....	102
Figura 6.6: Temperatura mitjana anual a Escatrón i Sástago, i cabal mig anual a Sástago (línia de guions llargs, dades proporcionades per la CHE).....	105
Figura 6.7: Estimació corregida (quadrats blancs) i sense corregir (quadrats negres) de la temperatura mitjana anual de l'aigua calculada utilitzant la sèrie de dades <i>EscatronTE2</i> i temperatura mitjana anual de l'aigua per als anys 1998-1999 (triangles)	106
Figura 6.8: Biaix mig de T_{m_3} per a diferents distribucions de freqüència de l'hora de la mesura en funció de la mediana de l'hora de mesura.....	108
Figura 7.1: Cabal alliberat pels embassaments de Mequinensa i Riba-roja en els anys 2003-2005. Font: ENDESA	118
Figura 7.2: Cabal mig diari d'entrada a l'embassament de Riba-roja procedent dels rius Segre i Cinca en el període 2003-2005	120
Figura 7.3: Presa de Riba-roja i situació aproximada de la plataforma de mesura de la temperatura de l'aigua. Modificada a partir d'imatge de la CHE.....	121
Figura 7.4: Punts en què es van realitzar els perfils.....	121
Figura 7.5: Corba hipsogràfica de l'embassament de Riba-roja. Font: Varela <i>et al.</i> (1986).....	122
Figura 7.6: Relació entre conductivitat i cabal del Segre a l'entrada de l'embassament de Riba-roja	124
Figura 7.7: Relació entre la temperatura de l'aigua del Segre a Aitona i del Cinca a Fraga per als anys 1998-1999	124
Figura 7.8: Conductivitat mesurada i estimada de l'Ebre a Mequinensa.....	125

Figura 7.9: Temperatura estimada pel model DYRESM (dalt), temperatura mesurada (mig) i diferència de temperatures entre totes dues (baix). Font: Salgado (2008)	128
Figura 7.10: Temperatura estimada pel model DYRESM suposant que la salinitat és igual a 0 (A) o utilitzant valors estimats (B)	129
Figura 7.11: Cabals dels afluents d'entrada a l'embassament de Riba-roja (2003-2005). Font: ENDESA	130
Figura 7.12: Temperatura mitjana diària de l'aigua de l'Ebre a Mequinensa, del Cinca a Fraga, del Segre a Aitona i temperatura de l'aire a Riba-roja	130
Figura 7.13: Conductivitat dels afluents de l'embassament. Font: CHE	131
Figura 7.14: Temperatura de l'aigua de l'embassament a diferents profunditats (2003-2005) ..	132
Figura 7.15: Conductivitat de l'Ebre a l'entrada i a la sortida de l'embassament de Riba-roja. Font: CHE	133
Figura 7.16: Temperatura, conductivitat, oxigen dissolt (DO) i pH en diferents punts de l'embassament de Riba-roja (01/02/05)	134
Figura 7.17: Temperatura, conductivitat, oxigen dissolt (DO) i pH en diferents punts de l'embassament de Riba-roja (11/05/05)	135
Figura 7.18: Temperatura, conductivitat, oxigen dissolt (DO) i pH en diferents punts de l'embassament de Riba-roja (19/07/05)	136
Figura 7.19: Temperatura, conductivitat, oxigen dissolt (DO) i pH en diferents punts de l'embassament de Riba-roja (22/11/05)	137
Figura 7.20: Modelització del comportament hidrodinàmic de l'embassament mitjançant traçador. L'aigua de l'Ebre correspon a l'aigua amb salinitat 0,1 psu i la del Segre a l'aigua amb salinitat 0. Els valors intermedis de salinitat indiquen diferents graus de barreja de les aigües dels dos afluents.....	138
Figura 8.1: Àrea d'estudi. La posició de les preses s'indica amb triangles i la posició de les estacions de mesura amb cercles blancs.....	146
Figura 8.2: Cabal mig anual en el curs baix del riu Ebre abans i després de la construcció dels embassaments de Mequinensa i Riba-roja. Font: CHE.....	148
Figura 8.3: Relació entre el rang de la temperatura mitjana mensual i el cabal mig mensual a Escatrón. Dades des de febrer de 1997 a gener de 2000	155
Figura 8.4: Rang mensual mitjà de la temperatura. A) A Aitona, Fraga, Mequinensa i Riba-roja; B) a Flix, Ascó, Pas de l'Ase i Miravet.....	156
Figura 8.5: Hora dels màxims (A) i mínims (B) diaris de la temperatura de l'aigua aigües avall dels embassaments	157

Figura 8.6: Alteració mitjana mensual de la temperatura de l'aigua causada pels embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix.....	159
Figura 8.7: Alteració de la temperatura mitjana mensual de l'aigua causada pel sistema d'embassaments i per la central nuclear d'Ascó.....	160
Figura 8.8: Variació mitjana mensual de la temperatura de l'aigua entre Flix i Ascó (quadrats) i entre Pas de l'Ase i Miravet (creus).....	161
Figura 8.9: Guany de calor (punts) i alteració de la temperatura mitjana mensual causada per la central nuclear d'Ascó (quadrats) en funció del cabal mig mensual. Dades des de maig de 1998 a març de 2004.....	162
Figura 8.10: Temperatura de l'aigua a Escatrón, temperatura de l'aire a l'Observatori de l'Ebre a Tortosa i cabal a Saragossa des de 1949 fins a 2003. Mitjanes anuals.	164
Figura 9.1: Discretització espaciotemporal del mètode de Muskingum-Cunge.	181
Figura 9.2: Cabal a les estacions de Flix i Miravet durant la primera setmana del període estudiat (primera setmana de l'any 2000)	185
Figura 9.3: Valor estimat de $c=\Delta x/K$ per diferents discretitzacions espacials i temporals en la primera setmana del període d'estudi. Tram Flix-Miravet. $c = 2$ m/s i $c^* = 1,85$ m/s	186
Figura 9.4: Valor estimat de X per a diferents discretitzacions espacials i temporals en la primera setmana del període d'estudi. Tram Flix-Miravet. $c = 2$ m/s i $c^* = 1,85$ m/s.....	186
Figura 9.5: Valors dels coeficients C_1 , C_2 i C_3 del mètode de Muskingum-Cunge per diferents discretitzacions espacials i temporals en la primera setmana del període d'estudi. $c = 2$ m/s i $c^* = 1,85$ m/s.....	187
Figura 9.6: Error quadràtic mig (EQM) del cabal calculat a Miravet mitjançant el mètode de Muskingum-Cunge per diferents discretitzacions espacials i temporals en la primera setmana del període d'estudi. $c = 2$ m/s i $c^* = 1,85$ m/s.....	188
Figura 9.7: Temps de computació per ajustar els valors dels coeficients del mètode de Muskingum-Cunge per diferents discretitzacions espacials o temporals en la primera setmana del període d'estudi. $c = 2$ m/s i $c^* = 1,85$ m/s	188
Figura 9.8: Valor mig diari estimat de c en funció del cabal en el tram Flix-Miravet (comportament hidràulic de tipus A)	189
Figura 9.9: valor mig diari estimat de X en el tram Flix-Miravet (comportament hidràulic de tipus A)	190
Figura 9.10: Amplada mitjana diària del riu estimada mitjançant l'aplicació de l'Eq. (11) a partir dels valors ajustats de K i X en el tram Flix-Miravet (comportament hidràulic de tipus A).....	191

Figura 9.11: Sistema de coordenades característiques	192
Figura 9.12: <i>Inverse marching method</i>	192
Figura 9.13: Cabals durant 6 setmanes escollides. Les dates s'indiquen com a número de dia des de l'inici de la sèrie de dades	198
Figura 9.14: Fluxos tèrmics en 6 setmanes seleccionades: radiació solar (H_{sn}), radiació d'ona llarga atmosfèrica (H_{an}), evaporació (H_e), radiació d'ona llarga emesa per l'aigua (H_w), intercanvi de calor sensible (H_c), intercanvi de calor amb el substrat (H_b), intercanvi de calor total (H_T). Les dates s'indiquen com a número de dia des de l'inici de la sèrie de dades.	199
Figura 9.15: Temperatura mesurada al Pas de l'Ase i a Miravet i calculada mitjançant el model sense calibrar a Miravet en 6 setmanes escollides	200
Figura 9.16: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a Miravet al llarg de 6 setmanes escollides	201
Figura 9.17: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a Miravet en funció de l'hora del dia en 6 setmanes escollides	202
Figura 9.18: Velocitat de l'aigua calibrada amb dades dels anys 2000-2001, per Prats <i>et al.</i> (2009) sense macròfits i segons les fórmules de Pujol & Sánchez-Cabeza (1999, 2000)	203
Figura 9.19: Suma de l'error quadràtic i coeficient de correlació abans i després del calibratge de la velocitat de l'aigua. Setmanes 1 a 104, corresponents als anys 2000-2001	204
Figura 9.20: Temperatura mesurada al Pas de l'Ase i a Miravet i calculada mitjançant el model calibrat a Miravet en 6 setmanes escollides	205
Figura 9.21: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a Miravet al llarg de 6 setmanes escollides	205
Figura 9.22: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a Miravet en funció de l'hora del dia en 6 setmanes escollides	206
Figura 9.23: Temperatura mesurada a Flix i a Ascó i calculada mitjançant el model calibrat a Miravet en 6 setmanes escollides	206
Figura 9.24: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a l'estació d'Ascó al llarg de 6 setmanes escollides	207
Figura 9.25: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a l'estació d'Ascó en funció de l'hora del dia en 6 setmanes escollides	207
Figura 10.1: Mitjana diària de la irradiància d'ona curta incident, $G_{o,m}$, i extraterrestre, $G_{e,m}$...	225
Figura 10.2: Irradiància solar incident, G_o , i extraterrestre, G_e , durant juny de 2003	226
Figura 10.3: Índex de claredat, k_t , durant juny de 2003	226
Figura 10.4: Proporció de radiació difusa, k_d , durant juny de 2003	227

Figura 10.5: Albedo de l'aigua per a la radiació directa d'ona curta segons la llei de Fresnel (Eq. 17) i el model de Beschta (Eq. 27).....	228
Figura 10.6: Albedo de l'aigua per a la radiació difusa en funció de l'elevació solar, k_t i k_d calculat amb el model teòric descrit en aquest estudi	229
Figura 10.7: Albedo calculat amb el model teòric per a un valor mitjà diari de $k_f=0,75$ als solsticis i equinoccis a la latitud de la localitat d'estudi, des de la sortida a la posta del sol	230
Figura 10.8: Albedo calculat pel model teòric en l'equinoccis de tardor per a diferents valors de k_t a la latitud de la localitat d'estudi, de la sortida a la posta del sol	230
Figura 10.9: Albedo calculat amb el model teòric a l'equinoccis de tardor per a un valor mitjà diari de $k_f=0.75$ a diferents latituds, de la posta a la sortida del Sol	231
Figura 10.10: Albedo mig diari calculat amb diferents mètodes durant un any (19 maig 2003 a 18 maig 2004)	232
Figura 10.11: Albedo calculat amb diferents models durant un dia (12 setembre 2003)	233
Figura 11.1: Maresmes del Parc Nacional de Doñana i estacions de mesura. Escala de color de l'elevació i cota en cada estació	241
Figura 11.2: Nivell mitjà diari de l'aigua a les estacions del Lucio del Lobo (any hidrològic 2004/05) i del Lucio de Vetalluenga (any hidrològic 2006/07)	242
Figura 11.3: Temperatura mitjana diària de l'aire a les estacions del Lucio del Lobo (2004/05) i del Lucio de Vetalluenga (2006/07) des de l'1 d'octubre fins al 31 de juliol.....	243
Figura 11.4: Error d'estimació dels models M1 i M2 al llarg d'un període de 10 dies (24 de novembre a 3 de desembre de 2006) a l'estació del Lucio de Vetalluenga	247
Figura 11.5: Coeficients de Fourier per a les estacions del Lucio del Lobo i del Lucio de Vetalluenga (Parc Nacional de Doñana). Mitjana de totes les setmanes estudiades	250
Figura 11.6: Temperatura del sediment a diferents profunditats. Lucio del Lobo (Parc Nacional de Doñana), 5 de desembre de 2004 a 23 d'abril de 2005	253
Figura 11.7: Rang diari de la temperatura del sediment a diferents profunditats. Hi ha espais vuits en la sèries de dades. Lucio del Lobo (Parc Nacional de Doñana), 5 de desembre de 2004 a 23 d'abril de 2005	253
Figura 11.8: Temperatura del sediment a diferents profunditats. Lucio de Vetalluenga (Parc Nacional de Doñana), 18 d'octubre de 2006 a 16 de juliol de 2007	254
Figura 11.9: Rang diari de la temperatura del sediment a diferents profunditats. Lucio de Vetalluenga (Parc Nacional de Doñana), 18 d'octubre de 2006 a 16 de juliol de 2007	255

Figura 11.10: Mitjana diària de l'intercanvi de calor entre l'aigua (línia contínua) i el substrat i màxims i mínims diaris (línies discontinúes). Lucio de Vetallengua (Parc Nacional de Doñana), 18 d'octubre de 2006 a 16 de juliol de 2007	256
Figura 11.11: Mitjana diària de l'intercanvi de calor entre l'aigua (línia contínua) i el substrat i màxims i mínims diaris (línies discontinúes). Lucio del Lobo (Parc Nacional de Doñana), 5 de desembre de 2004 a 23 d'abril de 2005.....	256
Figura 11.12: Perfils de temperatura del sediment mesurats i simulats amb els models M1 i M2, al Lucio de Vetallengua (Parc Nacional de Doñana), 29 de novembre de 2006.....	258
Figura 11.13: Intercanvi de calor entre l'aigua i el sediment, mesurat i estimat amb els models M1-M4 des del 25 al 31 d'octubre de 2006	259
Figura 11.14: Intercanvi de calor entre l'aigua i el sediment, mesurat i estimat amb els models M1-M4 des del 25 de desembre de 2004 a l'1 de gener de 2005.....	259
Figura 11.15: Flux tèrmic simulat en funció del flux tèrmic calculat cada 10 minuts. Lucio de Vetallengua (Parc Nacional de Doñana), 18 d'octubre de 2006 a 16 de juliol de 2007	260
Figura 12.1: Àrea d'estudi. Els embassaments estan ombrejats amb gris, les preses de Mequinensa, Riba-roja i Flix s'indiquen amb estrelles i les estacions de mesura amb punts negres	271
Figura 12.2: Cabal i temperatura de l'aigua (dades 10-minutals) a l'àrea d'estudi en els anys 2000-2005. S'hi indiquen els períodes estudiats.....	272
Figura 12.3: Distribució de probabilitat acumulada de la diferència entre la temperatura de l'aigua mesurada i estimada a Ascó i Miravet en tant per cent cada 10 minuts.....	282
Figura 12.4: Temperatura de l'aigua i cabal cada 10 minuts durant 5 setmanes seleccionades: temperatura de l'aigua mesurada (meas.) a Flix (F), Ascó (A), Pas de l'Ase (P) i Miravet (M); temperatura de l'aigua estimada (est.) a Ascó i Miravet; i cabal a Flix.....	283
Figura 12.5: Diferència entre la temperatura de l'aigua mesurada cada 10 minuts al Pas de l'Ase i estimada sense l'efecte de la central nuclear, i cabal	284
Figura 12.6: Intercanvi de calor setmanal mig a Flix i el Pas de l'Ase durant l'any hidrològic 2003/2004.....	286
Figura 12.7: Simulació de la temperatura de l'aigua i de l'intercanvi de calor ($\Delta t = 600$ s) al Pas de l'Ase al llarg d'un tram teòric de 1000 km, usant dades del dia típic de la tardor de l'any 2000	288
Figura 12.8: Simulació de la temperatura de l'aigua i de l'intercanvi de calor ($\Delta t = 600$ s) a Flix al llarg d'un tram teòric de 1000 km, usant dades del dia típic de la primavera de l'any 2001..	289

Figura 12.9: Simulació de la temperatura de l'aigua i de l'intercanvi de calor ($\Delta t = 600$ s) al Pas de l'Ase al llarg d'un tram teòric de 1000 km, usant dades del dia típic de l'hivern de l'any 2002	290
Figura 13.1: Sòlids en suspensió a Tortosa en funció de la temperatura de l'aigua. Font: xarxa SAICA (CHE), 1980-2001	315

ÍNDIX DE TAULES

Taula 3.1: Cabal mig anual de l'Ebre i dels seus principals afluents en l'àrea d'estudi. Font: CHE (www.chebro.es)	27
Taula 3.2: Dades tècniques dels embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix.....	30
Taula 3.3: Pendent del riu Ebre en l'àrea d'estudi. Font: Davy (1978)	36
Taula 3.4: Tendència de la temperatura de l'aire a l'Observatori de l'Ebre en el període 1905-2007. Font: Servei Meteorològic de Catalunya (2008).....	41
Taula 3.5: Tendència de la precipitació a l'Observatori de l'Ebre en el període 1905-2007. Font: Servei Meteorològic de Catalunya (2008)	42
Taula 4.1: Cronologia de les gelades de l'Ebre al seu pas per Tortosa des del s. XV fins al segle XX. Font: Miravall (1997)	54
Taula 4.2: Requeriments tèrmics de <i>D. polymorpha</i> . A partir de Palau <i>et al.</i> (2003) i URS (2007)	63
Taula 4.3: Temperatura òptima de tres espècies de macròfits submergits. Font: Santamaría & van Vierssen (1997)	64
Taula 6.1: Dades històriques utilitzades, període de mesura, tipus de mesura i d'estimador de la temperatura mitjana anual de l'aigua	98
Taula 6.2: Temperatura mitjana anual de l'aigua, T_m , estimacions de la temperatura mitjana anual de l'aigua utilitzant T_{m_1} i error de l'estimació en estacions Flumen seleccionades.....	104
Taula 6.3: Comparació de dos mètodes per calcular el biaix en l'estimació de la temperatura mitjana anual de l'aigua a Escatrón utilitzant T_{m_2} (v. text per als detalls).....	105
Taula 6.4: Biaix mig de T_{m_3} per a diferents estacions Flumen i diferents distribucions de freqüència de l'hora de la mesura	107
Taula 6.5: Desviació estàndard de T_{m_3} per a diferents estacions Flumen i diferents distribucions de freqüència de l'hora de la mesura	107
Taula 6.6: Temperatura mitjana anual de l'aigua estimada a Escatrón i Sástago en els anys en què les sèries de dades d'ambdues estacions se solapen	109
Taula 7.1: Dates dels perfils i punts en què es van realitzar (A-F)	122
Taula 7.2: Pendent i semiangle dels afluents de l'embassament de Riba-roja	122
Taula 8.1: Cabals mitjans anuals (m^3/s) en algunes localitats de l'àrea d'estudi per al període de temps estudiat. No es van realitzar mesures a Escatrón, Fraga i Aitona en els anys 2000-2003	148

Taula 8.2: Distància entre estacions i període de dades disponibles per cada estació i variable (hi ha espais vuits en les sèries).....	150
Taula 8.3: Correlació amb diferents variables de la mitjana diària i el rang diari mig de la temperatura de l'aigua.....	155
Taula 8.4: Valors dels coeficients T_m , A i t_o de l'Equació (1) ajustats utilitzant dades de la temperature de l'aigua i de l'aire de 1999	158
Taula 8.5: Temperatura mitjana anual de l'aigua (°C)	163
Taula 9.1: Discretització utilitzada pel model per a cada un dels trams considerats	189
Taula 10.1: Coeficients empírics del model d'Anderson (1952). Font: Henderson-Sellers (1986)	217
Taula 10.2: Resum dels models descrits en aquest capítol	224
Taula 10.3: Variació de k_t i k_d al llarg de l'any	227
Taula 11.1: Error quadrat mig (MSE) i coeficient de correlació d' H_b mig diari estimat utilitzant diferents models en relació a l'intercanvi de calor mesurat	257
Taula 12.1: Discretització utilitzada per a cada un dels trams seleccionats.....	278
Taula 12.2: Comportament del model al final dels trams fluvials Flix-Ascó i Pas de l'Ase-Miravet	281
Taula 12.3: Temperatura mitjana diària inicial, temperatura mitjana diària d'equilibri, constant temporal i distància de recuperació per a dies típics estacionals dels anys hidrològics 2000/2001, 2001/2002, 2003/2004.....	287
Taula 13.1: Augment estimat de la temperatura mitjana anual de l'aigua en rius a causa del canvi climàtic en diferents parts del món. Modificada a partir de WWF (2009)	304
Taula 13.2: Tensió de cisallament i nombre de Reynolds granular al riu Ebre per a diversos cabals.....	314
Taula 13.3: Límits de temperatura de les aigües continentals que requereixen protecció o millora per a ser aptes per a la vida piscícola (Directiva 2006/44/CE)	317

1 OBJECTIUS I ESTRUCTURA DE LA TESI

NVNC VVLGARES AQVAS PERSEQVAMVR TAM FRIGIDAS QVAM
CALENTES IN QVIBVS CALENTIBVS QVAERENDVM ERIT VTRVM
CALIDAE NASCANTVR AN FIANI

Luci Aneu Sèneca
Naturales Quaestiones, Liber II

1.1 Context de la tesi

En l'entorn de l'enginyeria i de la gestió, durant molts anys s'ha considerat l'aigua només com a un recurs. Ara bé, els rius, llacs i embassaments no són masses inerts d'aigua. Hi ha també éssers vius i s'hi produeixen una sèrie de fluxos de matèria i energia que els donen una estructura determinada, una organització en forma d'ecosistema. La qualitat de l'aigua depèn de forma molt important dels processos biològics que es donen en les masses d'aigua i és per això que en els últims anys s'està optant cada vegada més per una gestió integrada i sostenible. Actualment, la gestió ambiental sostenible és un principi recollit en la legislació de molts països. Així, als Estats Units la *Clean Water Act* (P.L. 92-500) afirma en l'article 101 (a) que el seu objectiu és “*to restore and maintain the chemical, physical, and biological integrity of the Nation's waters*” i la Directiva Marc de l'Aigua 2000/60/CE de la Unió Europea té per objecte (article 1) establir un marc per a la protecció de l'aigua que:

- a) “*prevenga todo deterioro adicional y proteja y mejore el estado de los ecosistemas acuáticos y, con respecto a sus necesidades de agua, de los ecosistemas terrestres y humedales directamente dependientes de los ecosistemas acuáticos;*
- b) *promueva un uso sostenible del agua basado en la protección a largo plazo de los recursos hídricos disponibles;*
- c) *tenga por objeto una mayor protección y mejora del medio acuático, entre otras formas mediante medidas específicas de reducción progresiva de los vertidos, las emisiones y las pérdidas de sustancias prioritarias, y mediante la interrupción o la supresión gradual de los vertidos, las emisiones y las pérdidas de sustancias peligrosas prioritarias;*
- d) *garantice la reducción progresiva de la contaminación del agua subterránea y evite nuevas contaminaciones; y*
- e) *contribuya a paliar los efectos de las inundaciones y sequías.”*

Dins de la Unió Europea, aquesta voluntat es troba recollida també en les diverses legislacions nacionals. Per exemple, la llei italiana núm. 36, de 5 de juliol de 1994, relativa a disposicions en matèria de recursos hídrics, diu en el seu article 1.2 que *“qualsiasi uso delle acque è effettuato salvaguardando le aspettative ed i diritti delle generazioni future a fruire di un integro patrimonio ambientale”*, i en l'article 1.3, estableix que *“gli usi delle acque sono indirizzati al risparmio e al rinnovo delle risorse per non pregiudicare il patrimonio idrico, la vivibilità dell'ambiente, l'agricoltura, la fauna e la flora acquatiche, i processi geomorfologici e gli equilibri idrologici”*. A Espanya, l'article 14.3 del text refós de la Llei d'Aigües (aprovat pel Real Decret 1/2001, de 20 de juliol) indica que un dels principis rectors de la gestió en matèria d'aigües ha de ser la *“compatibilidad de la gestión pública del agua con la ordenación del territorio, la conservación y protección del medio ambiente y la restauración de la naturaleza”*.

Aquesta voluntat d'una gestió sostenible de l'aigua es tradueix en la definició d'una sèrie de requisits de qualitat de l'aigua i en la determinació de la necessitat de complir uns objectius de qualitat de les masses d'aigua. Pel que fa a la temperatura de l'aigua, tractada en aquesta tesi, s'estableixen limitacions tant pel que fa a la temperatura màxima com a la màxima alteració produïda com a resultat d'un vessament tèrmic per tal d'evitar efectes perjudicials sobre els organismes fluvials. A la Unió Europea, la Directiva 2006/44/CE, de 6 de setembre, relativa a la qualitat de les aigües continentals que requereixen protecció o millora per ser aptes per a la vida dels peixos, estableix que l'increment de la temperatura mitjana aigües avall d'un vessament respecte de la temperatura natural no pot superar 1,5 °C en aigües salmonícoles i 3 °C en aigües ciprínicoles, a més d'indicar que cal evitar variacions massa brusques de la temperatura. Nogensmenys, els Estats membres poden assenyalar excepcions limitades geogràficament en certes condicions particulars per les quals es demostre que no tenen conseqüències perjudicials per a les poblacions de peixos. També s'especifica que el vessament tèrmic no pot fer augmentar la temperatura de l'aigua per damunt dels 21,5 °C en aigües salmonícoles i dels 28 °C en aigües ciprínicoles. En aigües que continguin espècies que necessiten aigües fredes per reproduir-se, en els períodes de reproducció d'aquestes espècies la temperatura de l'aigua no pot superar els 10 °C. Tanmateix, es reconeix la possibilitat de superar aquests límits durant un 2 % del temps o de no aplicar aquest punt en cas de circumstàncies meteorològiques excepcionals o condicions geogràfiques particulars. A Espanya, el Real Decret 927/1988, de 29 de juliol, pel qual s'aprova el Reglament de l'Administració Pública de l'Aigua i de la Planificació Hidrològica, transposa la legislació comunitària referent a la qualitat de les aigües que requerisquen millora o protecció

per tal que siguin aptes per a la vida piscícola, establint les mateixes limitacions de temperatura si bé obvia la necessitat d'evitar variacions de temperatura massa brusques. A la conca de l'Ebre, el Pla Hidrològic de Conca estableix com a objectiu de qualitat per al tram inferior de l'Ebre, des de Mequinensa fins a la desembocadura, una temperatura màxima de 25 °C (Ordre de 13 d'agost de 1999).

Per tal de gestionar els ecosistemes aquàtics i el recurs aigua adequadament, de forma que siga possible assegurar un bon estat ecològic i una bona qualitat de l'aigua, els actors implicats (biòlegs, enginyers, etc.) han de poder manifestar quins són els efectes dels usos de l'aigua, de la implantació d'una infraestructura determinada o d'un cert tipus de gestió. D'altra banda, a causa de la limitació dels nostres coneixements i de la incertesa en l'evolució del canvi climàtic i la resposta a aquest problema, els gestors s'enfronten a dificultats imprevisibles. A causa del creixement de la població i del canvi climàtic, és d'esperar que en el futur hi haja un augment de la pressió sobre els recursos hídrics i els ecosistemes aquàtics (Gatish & Resh, 1999; Liu *et al.*, 2010) que agreujarà la disjuntiva entre els interessos humans i ambientals, cosa que es tradueix en la necessitat de considerar tota una sèrie d'interrogants ètics (Liu *et al.*, 2010). Per preveure els efectes d'una acció determinada sobre l'ecosistema fluvial, així com per predir i fer front als canvis derivats del canvi climàtic, cal disposar d'un bon coneixement sobre l'efecte de les alteracions de la temperatura sobre la fauna i flora aquàtica, del comportament tèrmic de les masses d'aigua, etc.

En la part baixa del riu Ebre trobem els embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix. Els embassaments tenen nombrosos efectes sobre la zona fluvial afectada, algunes beneficioses, altres perjudicials. D'aquests efectes, un dels que poden ser més importants és l'alteració de la temperatura de l'aigua, ja que la fisiologia de la majoria d'organismes d'aigua dolça en depèn. Igualment, l'ús de l'aigua del riu per a la refrigeració de centrals energètiques, com per exemple la central nuclear d'Ascó a l'Ebre, pot produir també una alteració important del règim tèrmic del riu. El present treball continua la recerca realitzada en el Departament d'Enginyeria Hidràulica, Marítima i Ambiental de la Universitat Politècnica de Catalunya (DEHMA, 1990; Val, 2003) sobre el règim tèrmic del curs inferior del riu Ebre a diferents escales temporals i les alteracions de la temperatura de l'aigua causades per la central nuclear d'Ascó i el sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix.

Aquesta tesi ha estat possible gràcies a una beca FPI dins del projecte REN 2001-2185-C02-01/02 “Los embalses como discontinuidad en la dinámica del río: comportamiento térmico, ecológico y transporte de sólidos en suspensión. Aplicación a los ríos Ter y tramo inferior del Ebro” finançat pel Programa de Recursos Hídrics del Pla Nacional d’Investigació i Desenvolupament i pel Fons Social Europeu. Posteriorment, la recerca desenvolupada també ha gaudit dels fons aportats pel Programa de Recursos Hídrics del Pla Nacional d’Investigació i Desenvolupament al projecte CGL2004-05503-C02-01/02-HID “Comportamiento térmico de los embalses y su efecto en el estado ecológico. Aplicación a los embalses de los ríos Ter y tramo inferior del Ebro”.

1.2 Objectius

L’objectiu general de la tesi d’estudiar el comportament tèrmic del tram inferior del riu Ebre i la seua resposta a les alteracions causades per la central nuclear d’Ascó i el sistema d’embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix es pot desglossar en els següents objectius particulars:

- Descriure el règim tèrmic del riu Ebre en diferents escales temporals (anys, mesos, dies), fent especial menció a les alteracions produïdes pels embassaments i la central nuclear d’Ascó.
 - Descriure les variacions de la temperatura de l’aigua en la part baixa del riu Ebre a diferents escales temporals (des d’anys fins a hores).
 - Descriure el règim tèrmic de l’embassament de Riba-roja i la seua influència sobre la temperatura de l’aigua aigües avall.
- Explicar el comportament del règim tèrmic en funció del balanç d’energia i del règim hídric, a la vegada que fer aportacions al càlcul del balanç d’energia per una major exactitud d’aquest.
 - Millorar l’estimació de l’albedo de la radiació d’ona curta.
 - Incloure l’intercanvi de calor entre l’aigua i el llit del riu en el càlcul del balanç tèrmic.
 - Explicar el comportament del règim tèrmic de la part baixa del riu Ebre en funció del balanç tèrmic i del règim hídric, en les escales de temps anual i diària.
 - Explicar el comportament tèrmic de l’embassament de Riba-roja i la seua hidrodinàmica en l’escala de temps anual.

- Determinar les alteracions del règim tèrmic produïdes pel sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix.
- Determinar les alteracions del règim tèrmic produïdes per la Central Nuclear d'Ascó.

1.3 Estructura de la tesi

El cos de la tesi s'estructura en cinc parts principals. La primera part és introductòria i consta de quatre capítols (capítols 1 al 4). El present capítol 1 descriu de forma succinta l'estructura i objectius de la tesi. El capítol 2 explica els tipus d'alteracions del règim tèrmic que es poden presentar en els ecosistemes aquàtics i les conseqüències que poden tenir sobre els organismes aquàtics d'acord amb la literatura científica. El capítol 3 introdueix l'àrea d'estudi, incloent algunes característiques geomorfològiques, la meteorologia i les tendències històriques observades del cabal, la temperatura de l'aire i les precipitacions. En el capítol 4 es fa un resum dels treballs que han tractat el règim tèrmic o la temperatura de l'aigua a la conca de l'Ebre i al tram inferior d'aquest riu, que es correspon amb la zona d'estudi.

En la segona part (capítols 5 al 8) es dóna compte dels treballs realitzats per l'autor per descriure de forma suficientment àmplia el comportament tèrmic i hidrològic del tram de riu Ebre objecte d'estudi. En primer lloc (capítol 5), s'inclou un estudi sobre la variabilitat dels cabals del riu Ebre en la zona d'estudi i sobre la variació de la relació nivell-cabal al llarg del temps presumiblement per efecte del creixement de macròfits. A continuació, el capítol 6 descriu el procés seguit per tal de reconstruir la sèrie històrica de la temperatura de l'Ebre a Escatrón en el període 1949-2000, necessària per conèixer el comportament del règim tèrmic del riu a llarg termini. En el capítol 7 s'investiga el comportament tèrmic i hidrodinàmic de l'embassament de Riba-roja a partir de mesures de temperatura en continu, de perfils fisicoquímics en diferents punts de l'embassament i de la modelització amb el model DYRESM. Per acabar la secció, en el capítol 8 es detalla el comportament tèrmic del tram de riu Ebre estudiat en diferents escales temporals. També es determina l'efecte del sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix i de la central nuclear d'Ascó sobre el règim tèrmic de l'Ebre.

La tercera part, que comprèn els capítols 9 al 12, conté el treball de modelització de la temperatura de l'aigua aigües avall de l'embassament de Flix. En el capítol 9 es descriu

detalladament el model utilitzat (discretització, fórmules, validació, etc.). En els capítols 10 i 11 s'analitzen diferents metodologies per tal de calcular dos components del balanç tèrmic: la radiació solar i l'intercanvi de calor amb el substrat. En el capítol 10 es fa una comparació entre diferents models utilitzats per calcular l'albedo de l'aigua i en l'11 es comparen diferents models per estimar l'intercanvi de calor entre l'aigua i el substrat. Els resultats d'aquests dos articles s'han tingut en compte a l'hora de construir el model del capítol 9. Posteriorment, en el capítol 12 es mostren els resultats de les simulacions realitzades i les conseqüències que se'n deriven.

La quarta part (capítol 13) correspon a una discussió general de tots els resultats obtinguts en les seccions anteriors. S'hi inclouen la discussió sobre el possible efecte de la temperatura sobre els processos sedimentaris fluvials, sobre els efectes mutus de les centrals nuclears i la temperatura de l'aigua i d'alguns aspectes legals. La cinquena part (capítol 14) és l'apartat final de conclusions.

1.4 Capítols de la tesi publicats o en vies de publicació

Diversos dels capítols de la tesi corresponen a articles publicats o en vies de publicació. En aquests casos, s'ha mantingut el text en l'idioma de la publicació. En concret, s'ha redactat en castellà el capítol 5 i en anglès els capítols 6, 8, 12 (anglès britànic) i 11 (anglès americà). Es detallen tot seguit indicant-ne l'estat de publicació.

1.4.1 Capítol 5

Està publicat. La referència és:

- PRATS, J.; DOLZ, J.; ARMENGOL, J. (2008) Variabilidad temporal en el comportamiento hidráulico del curso inferior del río Ebro. *Ingeniería del Agua*, 16 (4), 259-272.

1.4.2 Capítol 6

Està publicat. La referència és:

- PRATS, J.; VAL, R.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (2007) A methodological approach to the reconstruction of the 1949-2000 water temperature series in the Ebro River at Escatrón. *Limnetica* 26 (2), 293-306.

1.4.3 Capítol 7

S'està preparant una versió del capítol per a la seva publicació. Es preveu d'enviar-la a la revista *Lake & Reservoir Management*.

1.4.4 Capítol 8

Està publicat. La referència és:

- PRATS, J.; VAL, R.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (2010) Temporal variability in the thermal regime of the lower Ebro River (Spain) and alteration due to anthropogenic factors. *Journal of Hydrology*, 387 (1-2), 105-118. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.04.002.

1.4.5 Capítol 11

Està en premsa. La referència és:

- PRATS, J.; RAMOS, A.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (en premsa) Comparison of models for the calculation of diel sediment-water heat flux from water temperatures. *Journal of Hydraulic Engineering*. doi: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000434.

1.4.6 Capítol 12

El manuscrit ha estat enviat a la revista *Water Resources Research* i es troba en revisió. El títol és:

- PRATS, J.; VAL, R.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. Water temperature modeling in the lower Ebro River (Spain): heat fluxes, equilibrium temperature, and magnitude of alteration caused by reservoirs and thermal effluent.

1.5 Referències

- DEPARTAMENT D'ENGINYERIA HIDRÀULICA, MARÍTIMA I AMBIENTAL (DEHMA) (1990) *Estudio del comportamiento térmico del río Ebro en el tramo C. N. Ascó – Pas de l'Ase*. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 44 p.
- ESPANYA (1988) Real Decreto 927/1988, de 29 de julio, por el que se aprueba el Reglamento de la Administración Pública del Agua y de la Planificación Hidrológica, en desarrollo de los títulos II y III de la Ley de Aguas. *Boletín Oficial del Estado*, 209, 31 d'agost, 26412-26425.
- ESPANYA (1999) Orden, de 13 de agosto, por la que se dispone la publicación de las determinaciones de contenido normativo del Plan Hidrológico de la cuenca del Ebro, aprobado por el Real Decreto 1664/1998, de 24 de julio. *Boletín Oficial del Estado*, 222, 16 de setembre, 33386-33452.
- ESPANYA (2001) Real Decreto Legislativo 1/2001, de 20 de julio, texto refundido de la Ley de Aguas. *Boletín Oficial del Estado*, 176, 24 de juliol, 26791-26817.
- ESTATS UNITS (1972) Public Law 107-303, Federal Water Pollution Control Act (Clean Water Act). *United States Statutes at Large*, 86, 18 d'octubre, 816-904.
- GASITH, A. & RESH, V. H. (1999) Streams in Mediterranean Climate Regions: Abiotic Influences and Biotic Responses to Predictable Seasonal Events. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 30, 51-81. doi: 10.1146/annurev.ecolsys.30.1.51.
- ITALIA (1994) Legge 5 gennaio, n. 36, Disposizioni in materia di risorse idriche. *Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana*, 14, 19 de gener, *Supplemento Ordinario* núm. 11.
- LIU, J.; ZHANG, M.; ZHENG, C. (2010) Role of Ethics in Groundwater Management. *Ground Water*, 48 (1), 1. doi: 10.1111/j.1745-6584.2009.0061.x
- PRATS, J.; VAL, R.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (2007) A methodological approach to the reconstruction of the 1949-2000 water temperature series in the Ebro River at Escatrón. *Limnetica*, 26 (2), 293-306.
- PRATS, J.; DOLZ, J.; ARMENGOL, J. (2008) Variabilidad temporal en el comportamiento hidráulico del curso inferior del río Ebro. *Ingeniería del Agua*, 16 (4), 259-272.
- PRATS, J.; VAL, R.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (2010) Temporal variability in the thermal regime of the lower Ebro River (Spain) and alteration due to anthropogenic factors. *Journal of Hydrology*, 387 (1-2), 105-118. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.04.002
- PRATS, J.; RAMOS, A.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (en premsa) Comparison of models for the calculation of diel sediment-water heat flux from water temperatures. *Journal of Hydraulic Engineering*. doi: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000434.
- UNIÓ EUROPEA (2000) Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre, Directiva Marco del Agua. *Diario Oficial de las Comunidades Europeas*, 327, 22 de desembre, 1-73.
- UNIÓ EUROPEA (2006) Directiva 2006/44/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 6 de septiembre, relativa a la calidad de las aguas continentales que requieren protección o mejora para ser aptas para la vida de los peces. *Diario Oficial de la Unión Europea*, 264, 25 de setembre, 20-31.
- VAL, R. (2003) *Incidencia de los embalses en el comportamiento térmico del río Ebro. Caso del sistema de embalses Mequinenza-Ribarroja-Flix en el río Ebro*. Tesis Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona. 196 p.

2 ALTERACIONS DEL RÈGIM TÈRMIC

El entorno es una de las partes esenciales de un ser vivo.

Jorge Wagensberg

Si la naturaleza es la respuesta, ¿cuál era la pregunta?

2.1 Introducció

Una de les preguntes principals a les què han de respondre molts dels agents implicats en la gestió de les aigües dolces (biòlegs, enginyers, etc.) és la de quins poden ser els efectes sobre el medi natural d'una determinada actuació. De vegades, és possible de fer hipòtesis al respecte, però sovint és només a partir d'actuacions ja realitzades que es possible conèixer quins han estat els seus efectes. Com diu la dita popular, “equivocant-se s’adeprén”.

2.2 Tipus d'alteracions

Podem considerar que hi ha dos tipus d'alteració del règim tèrmic: directes i indirectes. Les alteracions directes serien aquelles en què hi ha una alteració directa de la temperatura de l'aigua, principalment mitjançant l'abocament d'aigua a una temperatura diferent d'aquella que seria d'esperar en estat natural. Les alteracions indirectes del règim tèrmic serien aquelles en què es produeixen alteracions sobre factors que afecten els processos d'intercanvi de calor de l'aigua amb l'ambient.

Així mateix, les alteracions es poden classificar en funció de la seua intensitat. Quant més intensa o freqüent siga la seua intensitat, més fàcil és predir-ne les conseqüències. Quan les alteracions són més lleus o poc freqüents pot ser que els factors naturals tinguin més importància que l'alteració (Prat & Ward, 1994).

2.2.1 Alteracions directes

2.2.1.1 Alteracions per vessaments d'aigua calenta

Consisteix en l'alteració de la temperatura de l'aigua d'una massa d'aigua per causa de vessaments d'aigua calenta. També se la sol anomenar pol·lució tèrmica. L'efecte d'aquests

vessaments depèn de la temperatura i del volum d'aigua abocat al riu. Com majors siguen la temperatura i volum abocats major és l'impacte. El vessament d'aigua escalfada sovint té el seu origen en els efluent de l'aigua de refrigeració provinents de centrals elèctriques (tèrmiques, nuclears) o indústries (Hellowell, 1986). En el riu Ebre hi ha diverses centrals elèctriques que usen l'aigua de l'Ebre per a refrigeració. Un exemple és la central nuclear de Santa Maria de Garoña, inaugurada el 1971 i amb una potència instal·lada de 466 MWh (Nuclenor, 2008). La seua descàrrega tèrmica és de 6570×10^9 kcal/any i produeix un augment de la temperatura de l'aigua d'uns 3 °C (Alberto & Arrúe, 1986). De la mateixa magnitud és l'alteració causada per la central nuclear d'Ascó (v. ap. 2.3) en el tram inferior de l'Ebre (Prats *et al.*, 2004). En canvi, la central tèrmica d'Escatrón produeix un efecte mínim sobre el riu degut al reduït volum d'aigua utilitzat (Limnos, 1998).

D'altra banda, els vessaments de les ciutats també poden tenir un efecte "calefactor" sobre la temperatura de l'aigua (Alberto & Arrúe, 1986) així com els regadius (Verma, 1986). Kinouchi *et al.* (2007) van quantificar l'increment, en 20 anys, de la temperatura de l'aigua del riu Ara al seu pas per Tòquio, a l'hivern i inici de la primavera, en 3,2 °C i 4,2 °C respectivament per causa de l'augment en el vessament d'aigües residuals. Alberto & Arrúe (1986) van observar un increment de la temperatura de l'aigua del riu Zadorra al seu pas per Vitòria de 1,7 °C.

2.2.1.2 *Alteracions per vessaments d'aigua freda*

Es tracta, principalment, de vessaments d'aigua subterrània procedent de les mines o utilitzada per regular el cabal, que produeixen un refredament de l'aigua del riu (Hellowell, 1986).

2.2.1.3 *Embassaments*

L'efecte produït pels embassaments depèn de diferents factors, com la grandària de l'embassament, el temps de residència, l'estabilitat de l'estratificació tèrmica i la profunditat de l'aigua que s'allibera. A més, hi ha una certa variabilitat interanual tant en la magnitud com en la distribució temporal de les alteracions (Webb & Walling, 1993).

Embassaments amb descàrrega d'aigua profunda

Els efectes sobre la temperatura d'aquest tipus d'embassament han estat àmpliament estudiats. Si hi ha estratificació, aigües avall de la presa es produeix un escalfament a l'hivern, un refredament a l'estiu, es redueix l'amplitud tèrmica diària i anual, i els màxims de temperatura

anual es retarden (Barnes & Minshall, 1983; Ward, 1985; García de Jalón, 1996). Recentment també s'ha vist que poden reduir la variabilitat de la temperatura de l'aigua en escales temporals reduïdes, de l'escala de dies fins a setmanes (Steel & Lange, 2007). Les baixes temperatures a l'estiu poden ser perjudicials per als organismes, però també poden portar el riu a un estadi anterior del continu del riu i afavorir la presència de truites (García de Jalón, 1996).

Com a exemple de les alteracions produïdes per aquest tipus d'embassaments, citem el cas del llac Powell en el riu Colorado. Després de la construcció d'aquest embassament hi va haver un canvi en el règim tèrmic consistent en una disminució de la temperatura mitjana anual en 10-15 °C, amb aigües més fredes a l'estiu, i més calentes a l'hivern. Si abans de la construcció de l'embassament la temperatura de l'aigua al llarg de l'any oscil·lava entre 0-29,5 °C, després només variava entre els 6-15 °C (Stanford & Ward, 1986; Ward *et al.*, 1986).

Un altre exemple és la presa Keepit al riu Namoi (Austràlia), l'efecte de la qual va ser estudiat per Preece & Jones (2002). Aquest embassament té una capacitat de 423 hm³, una profunditat màxima de 40 m i una comporta a 24 m per sota de la cota de coronació. El cabal mig del riu Namoi aigües avall de la presa és d'uns 7 m³/s. Van observar una disminució de la temperatura màxima anual d'uns 5 °C i un retard del màxim de 22 dies just aigües avall de la presa. A mesura que augmentava la distància el règim tèrmic natural es recuperava, fins que a una distància de 100 km de la presa les diferències respecte a la situació anterior a la construcció de la presa eren menors a 1 °C.

Embassaments amb descàrrega d'aigua superficial

Es tracta de preses en que l'aigua alliberada prové de la superfície. A diferència de les preses amb descàrrega d'aigua profunda, en latituds temperades l'aigua vessada és calenta a l'estiu i freda a l'hivern (Wotton, 1995) i normalment produeixen un augment de l'amplitud tèrmica anual (Allan, 1995).

Lessard & Hayes (2003) van estudiar l'impacte causat per 10 petites preses d'aquest tipus en rius de Michigan. Van trobar que es produïa un escalfament de l'aigua a l'estiu (fins a 5 °C) en tots els casos excepte un, en què hi va haver un refredament de 1 °C. A més, aigües avall de la presa no es produïa una retorn als valors de temperatura mesurats aigües amunt.

2.2.2 Alteracions indirectes

S'hi inclouen variacions en el règim de cabals produïts pels embassaments, derivacions (també dites transvasaments), canvis en els usos del sòl, etc.; l'augment de la radiació solar incident en petits rius per la tala del bosc de ribera; o l'augment de la temperatura de l'aire a causa del canvi climàtic.

2.2.2.1 Embassaments

S'ha parlat ja de les alteracions directes causades pels embassaments, però la gestió d'aquestes estructures pot donar lloc també a alteracions indirectes per causa de l'alteració del règim de cabals. Els embassaments amb usos hidroelèctrics sovint donen lloc a fluctuacions brusques del nivell dels rius. La finalitat d'aquestes oscil·lacions es cobrir puntes de demanda energètica. Els embassaments dissenyats per al reg de camps de cultiu, en canvi, fan augmentar el cabal a l'estiu i el fan disminuir a l'hivern. En altres casos, la regulació dels cabals dona lloc a uns cabals estivals reduïts i, en conseqüència, un major rang diari de temperatures. D'altra banda, la regulació també causa la reducció de la magnitud del flux subterrani, reduint l'efecte esmorteïdor de les variacions de la temperatura de l'aigua (Poole & Berman, 2001).

Per contrarestar aquestes alteracions es proposen diverses solucions. D'una banda, es proposa el manteniment d'uns cabals mínims estivals de forma que la temperatura de l'aigua no assolisca temperatures perjudicials per la fauna (Chu *et al.*, 1999). En altres casos, es proposa l'alliberament selectiu d'aigua d'una profunditat i temperatura determinada per minimitzar les afectacions, si bé s'ha vist que aquestes no sempre s'eliminen completament (Khangaonkar & Yang, 2008).

2.2.2.2 Transvasaments i extraccions de cabals

Els transvasaments consisteixen en una transferència d'aigua entre diferents conques. Això produeix una reducció dels fluxos circulants en el riu d'origen. La disminució dels cabals té com a conseqüència una menor inèrcia tèrmica i, en conseqüència, una major sensibilitat de la temperatura de l'aigua respecte a les variacions en els fluxos de calor entre l'aigua i l'entorn. A l'estiu, és d'esperar que l'aigua s'escalfe més i a l'hivern que es refrede més (Meier *et al.*, 2003). La importància de l'alteració depèn de la quantitat d'aigua extreta respecte dels cabals circulants normalment.

Pel que fa a les extraccions d'aigua de l'aquífer mitjançant pous, poden disminuir el cabal superficial d'un riu, a més de reduir les aportacions laterals degudes al flux subterrani d'aigua (Poole & Berman, 2001).

2.2.2.3 Tala del bosc de ribera

La vegetació de ribera impedeix el pas de radiació solar. També disminueix la velocitat del vent prop del riu, cosa que redueix l'intercanvi de calor per convecció i advecció. La importància de l'efecte depèn de l'ordre del riu (Poole & Berman, 2001): en rius petits, l'efecte és important, mentre que en rius grans i amples, la part del riu sobre la que fa ombra el bosc de ribera és molt menor i l'efecte d'arrecerament és menor, de forma que el seu efecte és més reduït.

2.2.2.4 Actuacions d'enginyeria en el riu

Es tracta d'actuacions del tipus de la rectificació, revestiment del canal, etc. La principal conseqüència és la disminució de la connectivitat entre el canal del riu i la zona d'inundació (Poole & Berman, 2001).

2.2.2.5 Canvi climàtic

Els efectes del canvi climàtic sobre la temperatura de l'aigua depenen principalment de dos factors: de l'elevació de la temperatura de l'aire i de la variació de les precipitacions i, per extensió, del règim de cabals. Alguns efectes de l'escalfament del clima són l'augment de la temperatura mitjana de llacs i rius, l'augment de la profunditat a la qual es forma la termoclina i una major duració del període d'estratificació (Schindler, 1997; Livingstone, 2003).

2.2.3 Combinació de diferents tipus d'alteracions

Sovint sobre una determinada massa d'aigua hi incideixen més d'un tipus d'alteracions que fan que siga difícil determinar el resultat final de les mateixes. Això és especialment cert en els rius de major cabal, ja que la distància necessària perquè aquests tipus de rius es recuperin d'una alteració tèrmica és major que en rius més petits, com també és cert que costa més escalfar-los. En el cas del riu Danubi, per exemple, Bonacci *et al.* (2008) van observar un increment de la

temperatura de l'aigua d'aquest riu i d'alguns del seus tributaris a Croàcia. L'increment en la temperatura mitjana anual va ser de 0,012-0,025 °C/any i el de la temperatura màxima anual va ser de 0,017-0,06 °C/any, amb una certa variabilitat espacial. A Linz (Àustria), el Danubi presentà una tendència a l'augment de la temperatura de l'aigua de 0,009 °C/any en el període 1901-1990, essent més important en els mesos de tardor i hivern (Webb & Nobilis, 1994). Aquestes alteracions es poden atribuir a una combinació de factors com són la realització d'obres de drenatge, la regulació, la construcció d'estructures hidràuliques o l'augment de la temperatura de l'aire, si bé és difícil determinar amb precisió quina és la importància de cada un d'aquest factors (Bonacci *et al.*, 2008).

2.3 Efectes de les alteracions del règim tèrmic sobre l'ecosistema

L'estudi de les alteracions del règim tèrmic són importants ja que la temperatura de l'aigua és un aspecte fonamental de la biologia dels organismes aquàtics. Cal no oblidar que la majoria d'organismes que viuen en els rius són poiquiloterms, o siga, que la seua temperatura corporal depèn de la del medi. Com que no poden mantenir una temperatura constant, tots els seus processos fisiològics es veuen influïts per la temperatura. A més, la temperatura, per si sola o en combinació amb altres factors, proporciona en molts casos el senyal per a la iniciació de determinades fases del cicle vital, com són l'eclosió dels ous, les migracions o la reproducció. Per tant, en funció de com siga l'alteració del règim tèrmic, les conseqüències per als organismes fluvials seran unes o unes altres. Petts (1984), Hellawell (1986), Wotton (1995) i García de Jalón (1996) fan revisions dels efectes de les alteracions de la temperatura sobre la biota i l'ecosistema fluvial.

2.3.1 Efectes fisicoquímics

La variació de la temperatura de l'aigua afecta a diferents característiques físiques d'aquesta o, millor dit, diverses característiques físiques de l'aigua depenen de la temperatura de l'aigua. És el cas de la seua densitat, la calor latent de vaporització, la viscositat, la turbulència, etc. La densitat de l'aigua és màxima a 4°C i disminueix a mesura que la temperatura és major. Es pot calcular, en kg/m³, com

$$\rho_w = \left[1 - 6,63 \times 10^{-6} (T_w - 4)^2 \right] \times 10^3, \quad (1)$$

on T_w és la temperatura de l'aigua (K). Pel que fa a la calor latent de vaporització (J kg^{-1}) de l'aigua a la temperatura T_w es pot calcular com

$$L(T_w) = (2500,9 - 2,365T_w) \times 10^3. \quad (2)$$

A més, la viscositat de l'aigua disminueix a mesura que augmenta la temperatura. Això afecta a la velocitat amb la qual s'enfonsen les partícules, vives o mortes, en l'aigua (Jørgensen & Bendoricchio, 2001). En conseqüència, l'alteració de la viscositat de l'aigua pot tenir conseqüències importants pels organismes que mantenen la seua posició en la columna d'aigua per mecanismes de flotació passiva (Wotton, 1995).

A través de la modificació de la densitat i viscositat de l'aigua, la temperatura de l'aigua pot tenir un efecte important sobre el transport de sediments i les formes de fons (Taylor, 1971; Hong *et al.*, 1984; Garde & Ranga-Raju, 1985). Aquest efecte depèn del nombre de Reynolds granular, Re_* , i de la velocitat de cisallament, v_* , que varien funció de la densitat i viscositat de l'aigua (Taylor, 1971):

- en un llit pla amb transport de fons, aquest depèn de les condicions hidrodinàmiques en el fons. Si el flux és llis (valors baixos de Re_*) el transport de sediments augmenta amb un augment de la temperatura, si el flux és de transició (valors intermedis de Re_*) el transport de sediments disminueix amb un augment de la temperatura, i si el flux és rugós (valors alts de Re_*) la temperatura no afecta al transport de sediments;
- en un llit pla amb transport en suspensió, aquest depèn de la mida de la partícula D , de forma que es pot donar un efecte contraposat entre diferents fraccions del sediment.

D'altra banda, un augment de la temperatura causa un augment de la taxa de sedimentació (Huu, 2007). La modificació de l'equilibri transport-sedimentació de sòlids, pot originar canvis en el substrat (Hong *et al.*, 1984) i, per tant, en la flora i fauna que s'hi troba (García de Jalón, 1996) així com afectar a la natació (Hunt von Herbing, 2002).

La solubilitat dels gasos a l'aigua també depèn de la temperatura d'aquesta. Aquest fet és especialment important en el cas de l'oxigen, que a majors temperatures presenta una menor solubilitat. Això, juntament amb l'acceleració del metabolisme a altes temperatures i

especialment quan hi ha una gran producció primària, fa que hi puga haver episodis d'anòxia en rius profunds amb velocitats de l'aigua reduïdes quan les temperatures són altes.

També existeix una relació inversa entre temperatura i tensió superficial. Per tant, la temperatura pot afectar el desenvolupament de les capes microscòpiques de matèria orgànica que s'acumulen a la superfície de l'aigua en llacs eutròfics i que actuen com a barrera per a l'intercanvi de gasos (Wotton, 1995).

Finalment, l'augment de la temperatura de l'aigua pot afectar al cicle de diversos elements o substàncies químiques, per exemple el mercuri (Schindler, 1997): amb un augment de la temperatura la metilació augmenta i la desmetilació disminueix.

2.3.2 Efectes biològics

Els efectes de les alteracions de la temperatura sobre els éssers vius es poden donar a diferents nivells d'organització (McCarty, 2001; Walther *et al.*, 2002): fisiologia, àrees de distribució, comunitat, funcionament de l'ecosistema. De forma resumida tractarem principalment els efectes sobre la fisiologia dels organismes, sobre el seu cicle vital i sobre les comunitats biològiques.

2.3.2.1 Fisiologia

En general, l'augment de la temperatura fins a un determinat límit, té com a conseqüència l'acceleració dels processos fisiològics. Això inclou, si no hi ha altres factors limitants, una acceleració del creixement (Petts, 1984; Hellawell, 1986; Rempel & Carter, 1987; Winfield & Nelson, 1991; Raddum & Fjellheim, 1993; García de Jalón, 1996), una major respiració (Winfield & Nelson, 1991), una major producció primària (Wotton, 1995; García de Jalón, 1996), una major taxa d'alimentació (García de Jalón, 1996), una menor duració de l'eclosió (Hellawell, 1986), etc. La mobilitat dels organismes fluvials també depèn de la temperatura (Baras *et al.*, 1998).

En el cas dels insectes, la major velocitat de desenvolupament a altes temperatures fa que aquests assolisquen l'estat adult amb una menor grandària (Rempel & Carter, 1987; Raddum & Fjellheim, 1993; García de Jalón, 1996). En el cas dels uniònids, bivalves d'aigua dolça que poden arribar a viure molts anys, l'augment artificial de la temperatura de l'aigua fa que l'època de creixement dure més temps i les seues dimensions siguin majors que les d'individus de la

mateixa edat criats en un ambient no escalfat artificialment (Negus, 1966). De forma semblant, en els ciprínids l'augment de la temperatura de l'aigua comporta una major taxa de creixement i un període de creixement més llarg (Winfield & Nelson, 1991).

Les alteracions humanes del règim tèrmic inclouen de vegades l'alteració del règim diari de temperatura de l'aigua. En aquest sentit, s'ha observat que la taxa de creixement és major en un ambient amb temperatura variable que en un altre ambient amb temperatura constant igual a la temperatura mitjana de l'anterior (Margalef, 1983). Sweeney & Schnack (1977) també van observar que en *Sigara alternata* l'eficiència neta de creixement era major en règims tèrmics fluctuants, fent notar que una temperatura que resulta letal si es manté constant pot resultar estimulants si és el màxim diari d'una temperatura fluctuant.

2.3.2.2 *Cicle vital*

L'alteració de la temperatura de l'aigua pot tenir com a conseqüència l'alteració del cicle vital dels organismes que hi viuen (Lehmkuhl, 1972; Petts, 1984; Ward *et al.*, 1986; Allan, 1995; García de Jalón, 1996). D'aquesta manera, un augment de la temperatura pot tenir com a conseqüència un avançament del moment de la reproducció (Negus, 1966; Montanini *et al.*, 1998), una reducció del període d'oviposició i del període d'eclosió dels ous (Hellawell, 1986), un avançament de la maduresa sexual (Hellawell, 1986), un avançament de l'emergència dels insectes alats adults que poden trobar-se amb temperatures de l'aire no favorables (Vannote & Sweeney, 1980; Petts, 1984; Hellawell, 1986; Rempel & Carter, 1987).

Una disminució de la temperatura té un efecte invers i pot produir un retard del cicle vital (Raddum & Fjellheim, 1993), fins al punt que pot ser que una part de la biomassa d'insectes aquàtics no emergeixi (Prat, 1979). Webb & Walling (1993) van estimar un retard en l'emergència de *Baetis rodhani* i *Leuctra nigra* de 14 dies i 19 dies respectivament per causa de l'alteració del règim tèrmic deguda a la presa de Wimbleball. Així mateix, certs comportaments dels sers vius depenen de la temperatura, com és el cas de les migracions d'algunes espècies de peixos (Rodríguez-Ruiz & Granado-Lorencio, 1992).

En el cas d'organismes amb un cicle vital curt una alteració del règim tèrmic pot tenir com a conseqüència un canvi del nombre de generacions anuals (El-Shamy, 1977; Raddum &

Fjellheim, 1993). I en el cas d'organismes de vida llarga, es pot donar una temporada de creixement més llarga si augmenta la temperatura de l'aigua (Negus, 1966).

2.3.2.3 Comunitat

A nivell de comunitat, l'alteració del règim tèrmic en una localitat en pot fer desaparèixer espècies. Una de les causes d'aquesta desaparició és que el règim tèrmic ja no permeta que l'organisme en qüestió pugui completar el seu cicle vital (Lehmkuhl, 1972; Ward *et al.*, 1986). D'aquesta manera, l'àrea de distribució d'una espècie està limitada per la temperatura de l'aigua, en part per la disminució de la fecunditat a temperatures massa altes o massa baixes (Vannote & Sweeney, 1980). Una altra causa possible és l'exclusió competitiva. En algunes parelles d'espècies de peixos que poden viure en hàbitats semblants, s'ha observat que la temperatura pot fer que l'habilitat competitiva d'una espècie sigui major que la de l'altra (Baltz *et al.*, 1982; Reeves *et al.*, 1987; Taniguchi *et al.*, 1998).

De vegades, aquesta desaparició d'espècies va acompanyada d'un augment de la densitat de les espècies més ben adaptades a les noves condicions (Petts, 1984). Si les espècies que han desaparegut no són substituïdes per d'altres, això comporta una simplificació de la comunitat i, per tant, una disminució de la diversitat biològica (Petts, 1984; Raddum & Fjellheim, 1993; Allan, 1995). De vegades, però, es produeix una substitució d'espècies per d'altres de més ben adaptades al nou règim tèrmic (El-Shamy, 1977; García de Jalón, 1996; Lessard & Hayes, 2003; Hamblin & McAdam, 2003). Així, per exemple, García de Jalón *et al.* (1988) van observar l'aparició d'espècies crioquíliques en un tram regulat del riu Cinca, on hi havia un alliberament d'aigua freda hipolimnètica a l'estiu, que no es trobaven en un tram no regulat del pròxim riu Ara. Per una altra banda, l'augment de la temperatura de l'aigua pot afavorir la introducció d'espècies al·lòctones (Schindler, 1997).

2.3.3 Efecte de la temperatura de l'aigua sobre les centrals nuclears

Si bé les centrals nuclears eleven la temperatura de l'aigua del riu a causa del seu ús per a la refrigeració del reactor, la temperatura de l'aigua també pot afectar al funcionament de la central nuclear a causa de restriccions físiques i legals. Pel que fa a les limitacions físiques, un augment de la temperatura de l'aigua d'entrada té com a conseqüència la reducció de l'eficiència d'una central, ja sigui nuclear o tèrmica. Aquesta reducció de l'eficiència està lligada a l'eficiència de Carnot (Kopytko & Perkins, 2010), que es defineix com

$$\eta = (T_i - T_o)/T_i, \quad (7)$$

on T_i és la temperatura de la font de calor interna i T_o és la temperatura de l'aigua de refrigeració. L'eficiència de Carnot limita el màxim treball que pot realitzar una màquina (en aquest cas una turbina). Per tant, com major siga la temperatura de l'aigua, menor és la eficiència. També es pot reduir l'eficiència per la major necessitat d'usar torres d'evaporació de tiratge forçat, que usen al voltant d'un 1 % de la producció de la central nuclear (World Nuclear Association, 2010). D'altra banda, com menor és el cabal, menor és l'efecte de dilució del riu i major és l'increment de temperatura causat per un vessament tèrmic.

D'aquesta manera, com a conseqüència de l'augment de la temperatura de l'aigua i la disminució dels cabals, la capacitat d'alliberar calor cap als rius tant per part de centrals nuclears com tèrmiques s'ha vist reduïda al llarg dels anys. Això, juntament amb la necessitat de complir els límits d'increment de la temperatura de l'aigua pot fer que en períodes molt càlids, la producció d'electricitat es veja limitada, podent-se produir parades o disminucions de la producció (Kopytko & Perkins, 2010; World Nuclear Association, 2010). Per exemple, durant l'onada de calor de 2003 la producció nuclear a França i Bèlgica va disminuir a causa de les altes temperatures (Boogert & Dupont, 2005). De nou, durant l'onada de calor de l'estiu de 2009 un terç de les centrals nuclears franceses va haver de desconnectar-se (Rübbelke & Vögele, 2011). Igualment, als EEUU a meitat de 2010, la Tennessee Valley Authority va haver de reduir a la meitat la producció de la central nuclear de Browns Ferry (Alabama) per tal de mantenir la temperatura de l'aigua del riu sota els 32 °C (World Nuclear Association, 2010). Per agreujar la situació, l'augment de la demanda d'electricitat pel major ús d'aparells d'aire condicionat i la menor disponibilitat d'energia poden causar increments importants del preu de l'electricitat i talls del subministrament (Boogert & Dupont, 2005).

2.4 Referències

- ALBERTO, F. & ARRÚE, J.L. (1986) Anomalías térmicas en algunos tramos de la red hidrográfica del Ebro. *Anales de la Estación Experimental Aula Dei*, 18 (1-2), 91-113.
- ALLAN, J.D. (1995) *Stream ecology. Structure and function of running waters*. Chapman & Hall, Londres. 388 p.
- BALTZ, D.M.; MOYLE, P.B.; KNIGHT, N.J. (1982) Competitive interactions between benthic stream fishes, riffle sculpin, *Cottus gulosus*, and speckled dace, *Rhinichthys osculus*. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 39, 1502-1511. doi: 10.1139/f82-202.
- BARAS, E., JEANDRAIN, D.; SEROUGE, B.; PHILIPPART, J. C. (1998) Seasonal variations in time and space utilization by radio-tagged yellow eels *Anguilla anguilla* (L.) in a small stream. *Hydrobiologia*, 371/372, 187-198. doi: 10.1023/A:1017072213791.
- BARNES, J. R. & MINSHALL, G. W. (1983) *Stream ecology: application and testing of general ecological theory*. Plenum Press, Nova York. 399 p.
- BONACCI, O.; TRNINIĆ, D.; ROJE-BONACCI, T. (2008) Analysis of the water temperature regime of the Danube and its tributaries in Croatia. *Hydrological Processes*, 22, 1014-1021, doi: 10.1002/hyp.6975.
- BOOGERT, A. & DUPONT, D. (2005) The nature of supply side effects on electricity prices: The impact of water temperature. *Economic Letters*, 88, 121-125. doi: 10.1016/j.econlet.2004.12.029.
- CHU, R.; MCCUTCHEON, S.; CHEN, C.-J. (1999) Development of weather-dependent flow requirements for river temperature control. *Environmental Management*, 24 (4), 529-540. doi: 10.1007/s002679900252.
- EL-SHAMY, F.M. (1977) Environmental impacts of hydroelectric power plants. *Journal of the Hydraulics Division*, 103 (HY9), 1007-1020.
- GARCÍA DE JALÓN, D. (1996) Impactos de las modificaciones del régimen térmico en las comunidades fluviales. En: J. Dolz, J. Puertas, A. Aguado, L. Agulló (eds.) *Efectos térmicos en presas y embalses*. Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Madrid. 226 p.
- GARDE, R. J.; RANGA-RAJU, K. G. (1985) *Mechanics of sediment transport and alluvial stream problems*. Wiley, New York, N.Y. 618 p.
- HAMBLIN, P. F. & MCADAM, S. O. (2003) Impoundment effects on the thermal regimes of Kootenay Lake, the Arrow Lakes Reservoir and Upper Columbia River. *Hydrobiologia*, 504, 3-19. doi:10.1023/B:HYDR.0000008503.75784.ee.
- HELLAWELL, J.M. (1986) *Biological indicators of freshwater pollution and environment management*. Elsevier, Londres. 546 p.
- HONG, R.-J.; KARIM, M. F.; KENNEDY, J. F. (1984) Low-Temperature Effects on Flow in Sand-Bed Streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110 (2), 109-125. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:2(109).
- HUNT VON HERBING, I. (2002) Effects of temperature on larval fish swimming performance: the importance of physics to physiology. *Journal of Fish Biology*, 61, 865-876. doi: 10.1111/j.1095-8649.2002.tb01848.x.
- HUU, C. D. (2007) Effects of temperature and salinity on the suspended sand transport. *International Journal of Numerical Methods for Heat & Fluid Flow*, 17 (5), 512-521. doi: 10.1108/09615530710752973.
- JØRGENSEN, S. E. & BENDORICCHIO, G. (2001) *Fundamentals of Ecological Modelling*. Elsevier, Amsterdam, Holanda. 530 p.
- KHANGAONKAR, T. & YANG, Z. (2008) Dynamic response of stream temperatures to boundary and inflow perturbation due to reservoir operations. *River Research & Applications*, 24, 420-433. doi: 10.1002/rra.1088.

- KINOCHI, T.; YAGI, H.; MIYAMOTO, M. (2007) Increase in stream temperature related to anthropogenic heat input from urban wastewater. *Journal of Hydrology*, 335, 78-88. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.11.002.
- KOCH, H. & VÖGELE, S. (2009) Dynamic modelling of water demand, water availability and adaptation strategies for power plants to global change. *Ecological Economics*, 68, 2031-2039. doi: 10.1016/j.ecolecon.2009.02.015.
- KOPYTKO, N. & PERKINS, J. (2010) Climate change, nuclear power, and the adaptation-mitigation dilemma. *Energy Policy*. doi: 10.1016/j.enpol.2010.09.046.
- LEHMKUHL, D.M. (1972) Change in the thermal regime as a cause of reduction of benthic fauna downstream of a reservoir. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, 29, 1329-1332.
- LESSARD, J.L. & HAYES, D.B. (2003) Effects of elevated water temperature on fish and macroinvertebrate communities below small dams. *River Research and Applications*, 19, 721-732. doi: 10.1002/rra.713.
- LIMNOS (1998) *Estudio de la calidad ecológica integral del río Ebro*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza. <<http://oph.chebro.es/DOCUMENTACION/Calidad/estudios/calecoblebro1998>>
- LIVINGSTONE, D. M. (2003) Impact of secular climate change on the thermal structure of a large temperate Central European lake. *Climatic Change*, 57, 205-225. doi: 10.1023/A:1022119503144.
- MARGALEF, R. (1983) *Limnología*. Editorial Omega, Barcelona. 1010 p.
- MCCARTY, J. P. (2001) Ecological consequences of recent climate change. *Biological Conservation*, 15 (2), 320-331. doi: 10.1046/j.1523-1739.2001.015002320.x.
- MEIER, W.; BONJOUR, C.; WÜEST, A.; REICHERT, P. (2003) Modeling the effect of water diversion on the temperature of mountain streams. *Journal of Environmental Engineering*, 129 (8), 755-764. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9372(2003)129:8(755).
- MOHSENI, O.; STEFAN, H. G.; ERICKSON, T. R. (1998) A nonlinear regression model for weekly stream temperatures. *Water Resources Research*, 34 (10), 2685-2692. doi: 10.1029/98WR01877.
- MONTANINI, E.; ANTONIETTI, R.; FERRARI, G.; MARCHIANI, C.; ROSSI, V. (1998) The effects of thermal pollution on gastropod populations in the Po River (Northern Italy). *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 26, 2103-2106.
- NEGUS, C.L. (1966) A quantitative study of growth and production of unionid mussels in the river Thames at Reading. *Journal of Animal Ecology*, 35 (3), 513-532.
- NUCLENOR (2008) *Central Nuclear Santa María de Garoña – NUCLENOR* [en línia]. [Consulta: 22 d'abril de 2008]. Disponible a: <<http://www.nucenor.org/index.thm>>
- PETTS, G. E. (1984) *Impounded Rivers*. John Wiley & Sons, Chichester. 326 p.
- POOLE, G. C.; BERMAN, C. H. (2001) An ecological perspective on in-stream temperature: natural heat dynamics and mechanisms of human-caused thermal degradation. *Environmental Management*, 27 (6), 787-802. doi: 10.1007/s002670010188.
- PRAT, N. (1979) Composició i variació en el terme de dos anys d'una comunitat bentònica del riu Ter. *Col·loquis de la Societat Catalana de Biologia*, XII-XIII, 27-34.
- PRAT, N. & WARD, J. V. (1994) The tamed river. In: R. Margalef (ed.), *Limnology Now: A Paradigm of Planetary Problems*. Elsevier, Amsterdam. 553 p.
- PRATS, J.; VAL, R.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (2004) Regulation in the lower Ebro River: thermal regime alterations. En: *Proceedings of the Fifth International Symposium on Ecohydraulics. Aquatic Habitats: Analysis & Restoration*, 12-17 setembre, 2004, Madrid, Espanya, 873-878.

- PREECE, R.M. & JONES, H.A. (2002) The effect of Keepit Dam on the temperature regime of the Namoi River, Australia. *River Research and Applications*, 18, 397-414. doi: 10.1002/rra.686.
- RADDUM, G.G. & FJELLHEIM, A. (1993) Life cycle and production of *Baetis rhodani* in a regulated river in Western Norway: comparison of pre- and post-regulation conditions. *Regulated Rivers: Research & Management*, 8, 49-61. doi: 10.1002/rrr.3450080109.
- REEVES, G.H.; EVEREST, F.H.; HALL, J.D. (1987) Interactions between the redbside shiner (*Richardsonius balteatus*) and the steelhead trout (*Salmo gairdneri*) in Western Oregon: the influence of water temperature. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 44, 1603-1613.
- REMPEL, R.S. & CARTER, J.C.H. (1987) Temperature influence on adult size, development and reproductive potential of aquatic diptera. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 44, 1743-1752.
- RODRIGUEZ-RUIZ, A. & GRANADO-LORENCIO, C. (1992) Spawning period and migration of three species of cyprinids in a stream with Mediterranean regimen (SW Spain). *Journal of Fish Biology*, 41, 545-556. doi: 10.1111/j.1095-8649.1992.tb02682.x.
- RÜBBELKE, D. & VÖGELE, S. (2011) Impacts of climate change on European critical infrastructures: The case of the power sector. *Environmental Science & Policy*, 14 (1), 53-63. doi: 10.1016/j.envsci.2010.10.007.
- SCHINDLER, D. W. (1997) Widespread effects of climatic warming on freshwater ecosystems in North America. *Hydrological Processes*, 11, 1043-1067. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(19970630)11:8<1043::AID-HYP517>3.0.CO;2-5.
- STANFORD, J. A. & WARD, J. V. (1986) The Colorado River system. In: B. R. Davies & K. F. Walker (eds.) *The Ecology of River Systems*. Dr. Junk Publishers, Dordrecht. 793 p.
- STEEL, E. A. & LANGE, I. A. (2007) Using wavelet analysis to detect changes in water temperature regimes at multiple scales: effects of multi-purpose dams in the Willamette River basin. *River Research and Applications*, 23, 351-359. doi: 10.1002/rra.985.
- SWEENEY, B. W. & SCHNACK, J. A. (1977) Egg development, growth, and metabolism of *Sigara alternata* (Say) (Hemiptera: Corixidae) in fluctuating thermal environments. *Ecology*, 58, 265-277.
- TANIGUCHI, Y.; RAHEL, F.J.; NOVINGER, D.C.; GEROW, K.G. (1998) Temperature mediation of competitive interactions among three fish species that replace each other along longitudinal stream gradients. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 55, 1894-1901. doi: 10.1139/cjfas-55-8-1894.
- TAYLOR, B. D. (1971) *Temperature effects in alluvial streams*. California Institute of Technology, Report No. KH-R-27. 204 p.
- VANNOTE, R.L. & SWEENEY, B. (1980) Geographic analysis of thermal equilibria: a conceptual model for evaluating the effect of natural and modified regimes on aquatic insect communities. *The American Naturalist*, 115 (5), 667-695.
- VERMA, R.D. (1986) Environmental impacts of irrigation projects. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 112 (4), 322-330. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1986)112:4(322).
- WALTHER, G.-R.; POST, E.; CONVEY, P.; MENZEL, A.; PARMESAN, C.; BEEBEE, T. J. C.; FROMENTIN, J.-M.; HOEGH-GULDBERG, O. & BAIRLEIN, F. (2002) Ecological responses to recent climate change. *Nature*, 416, 389-395. doi: 10.1038/416389a.
- WARD, J.V. (1985) Thermal characteristics of running waters. *Hydrobiologia* 125, 31-46. doi: 10.1007/BF00045924.
- WARD, J.V.; ZIMMERMANN, H.J.; CLINE, L.D. (1986) Lotic zoobenthos of the Colorado system. In: B.R. Davies & K.F. Walker (eds.) *The ecology of river systems*, Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht. 793 p.

- WEBB, B.W. & NOBILIS, F. (1994) Water temperature behaviour in the River Danube during the twentieth century. *Hydrobiologia*, 291, 105-113. doi: 10.1007/BF00044439.
- WEBB, B. W. & WALLING, D. E. (1993) Temporal variability in the impact of river regulation on thermal regime and some biological implications. *Freshwater Biology*, 29, 167-182. doi: 10.1111/j.1365-2427.1993.tb00752.x.
- WINFIELD, I.J. & NELSON, J.S. (1991) *Cyprinid fishes. Systematics, biology and exploitation*. Chapman & Hall, Londres. 667 p.
- WORLD NUCLEAR ASSOCIATION (2010) *Cooling Power Plants* [en línia]. [Consulta: 10 de novembre de 2010]. Disponible a: <http://www.world-nuclear.org/info/cooling_power_plants_inf121.html>
- WOTTON, R.S. (1995) Temperature and lake-outlet communities. *Journal of Thermal Biology*, 20 (1/2), 121-125. doi: 10.1016/0306-4565(94)00042-H.

3 ÀREA D'ESTUDI

De la Terra de l'Ebre DO

[...]

*Ebre amunt, ciutats antigues,
entre torres i campanes,
guarden les pedres dels íbers,
les monedes dels romans,
les cançons i l'art dels moros
i les cases dels cristians.*

*Per hortes, barrancs i planes,
s'amaguen arbres i cases:
pobles de gent sense pressa,
que crida amb el vent de dalt,
que pren el sol quan treballa
i corre el bou quan hi ha festa.*

[...]

*Qui és qui sap d'on ve la jota,
si puja o baixa pel riu,
si arriba de dins del mar,
o si la cantava un moro?
Qui és qui sap si ve del mar,
o el vent de dalt ens la porta?*

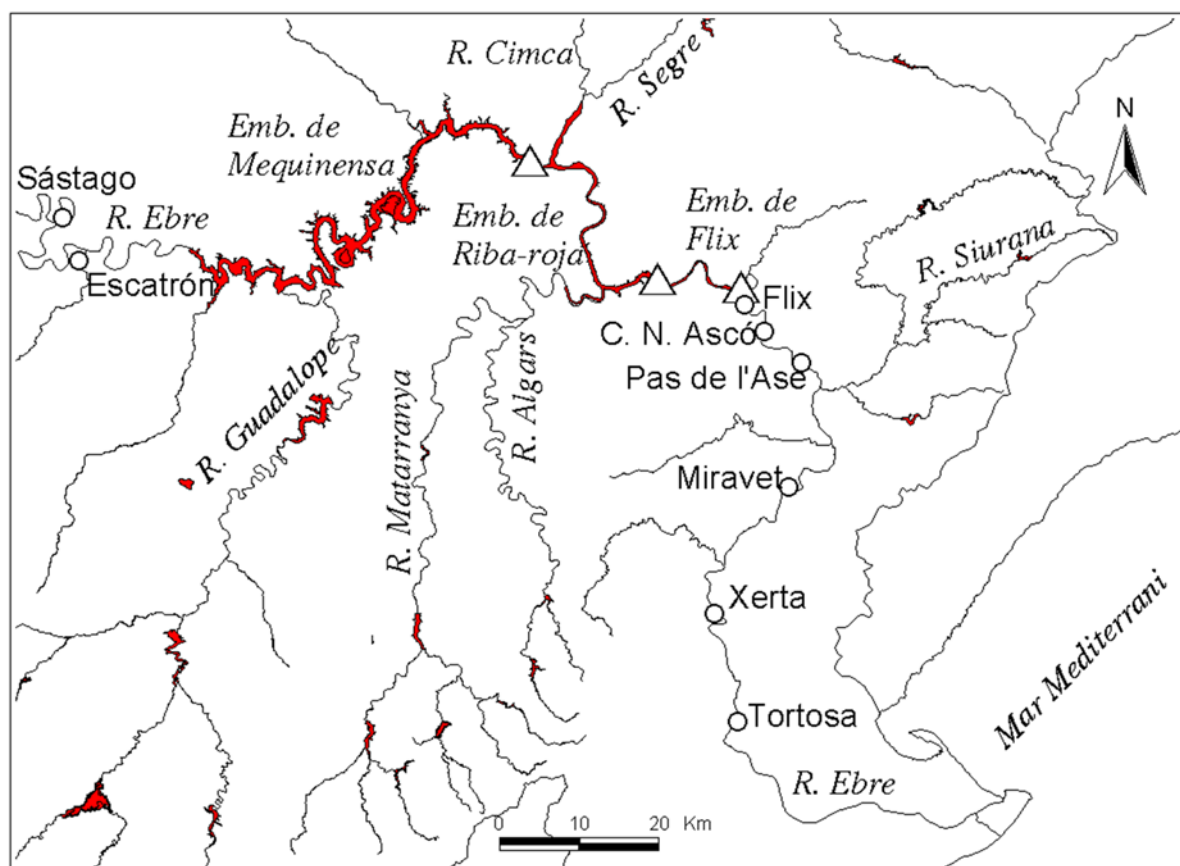
*Són paisatges i colors,
són pobles, cases i pedres,
són històries i són anys,
són els hòmens i les dones.
Són sentiments, són amors...
Són de la terra de l'Ebre.*

Quico el Celio, el Noi i el Mut de Ferreries

3.1 Introducció

L'àrea d'estudi comprèn gran part del curs inferior del riu Ebre, des d'Escatrón fins a Tortosa (Figura 3.1). És una àrea que es troba sotmesa a diferents tipus d'alteracions, tant directes com indirectes, que influeixen en el règim tèrmic del riu. Les alteracions més importants són les

Figura 3.1: Àrea d'estudi. S'indiquen diferents localitats i punts de mesura mencionats en la tesi (o), la situació de les preses dels embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix (Δ) i l'àrea coberta pels embassaments (en roig).



degudes a la presència d'embassaments (embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix) i a l'ús d'aigua del riu per a refrigeració (central nuclear d'Ascó, central tèrmica d'Escatrón). Aquesta tesi se centra en l'estudi d'aquestes alteracions.

3.2 Hidrologia

El riu Ebre és un dels rius més cabalosos de la Península Ibèrica. De fet, la península Ibèrica rep el seu nom del riu Ebre. Etimològicament, el nom del riu deriva del terme indoeuropeu *iber*, que significa riu (Carreras-Candi, 1993; Hamel & Vennemann, 2003). La superfície de la seua conca és d'uns 85.000 km² i la seua longitud és de 910 km. El cabal mig anual en l'estació d'aforament de la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre (CHE) a Tortosa, prop de la desembocadura, va estar al voltant de 300 m³/s en el període d'estudi (anys 2000-2006).

A causa de la seua situació, en condicions naturals el riu Ebre pot ser considerat com un riu mediterrani, al menys en el seu curs inferior. Cal fer constar que a causa de la gran extensió de la conca de l'Ebre, els seus afluents tenen diferents tipus de règims hidrològics, i la influència mediterrània només és important en el tram inferior. De totes formes, els diferents tipus de règim hidrològic es difuminen en el canal principal del riu, on el règim hidrològic és determinat principalment per les precipitacions i la fosa de les neus. A més, la geologia de tipus carst contribueix a suavitzar l'hidrograma anual, fent disminuir les diferències dins d'un mateix any a causa de les aportacions subterrànies. Tanmateix, la característica irregularitat dels sistemes fluvials mediterranis encara es podia observar abans de la construcció d'embassaments a finals dels anys 60, amb un màxim flux mensual enregistrat de 2171 m³/s (desembre de 1959) i un mínim flux mensual de 19,6 m³/s (juliol de 1955) d'acord amb els registres de la CHE.

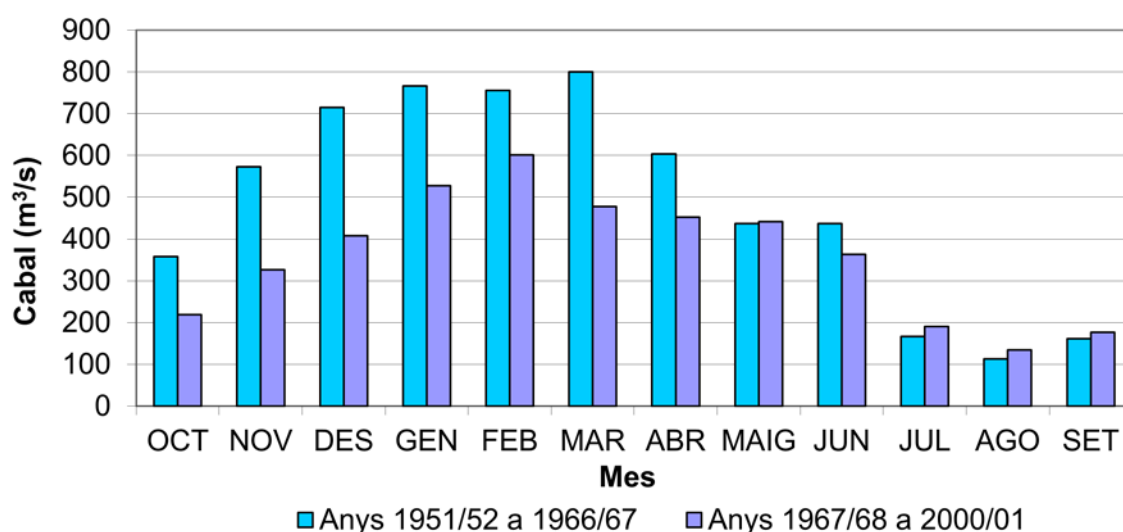
Els afluents més importants en el tram inferior del riu són el Cinca i el Segre, que conflueixen a l'Aiguabarreig, a uns 8 km del punt on desemboquen en l'Ebre. Els seus cabals respectius són del mateix ordre de magnitud, al voltant dels 80–90 m³/s (Taula 3.1). Altres afluents de l'Ebre en el seu curs inferior són el Guadalopec, el Matarranya i el Siurana, amb cabals mitjans anuals molt menors, de l'ordre dels 1-2 m³/s, de forma que la seua aportació al cabal del riu és pràcticament insignificant.

Taula 3.1: Cabal mig anual de l'Ebre i dels seus principals afluents en l'àrea d'estudi. Font: CHE (www.chebro.es)

Riu	Localitat	Cabal mig anual (m ³ /s)	Període
Ebre	Sástago	245,8	1945/46-1997/98
	Tortosa	408,3	1953/54-2003/04
Guadalopec	Casp	1,8	1974/75-2001/02
Cinca	Fraga	80,5	1948/49-2000/01
Segre	Seròs	91,4	1949/50-2000/01
Matarranya	Nonasp	1,0	1974/75-1999/00
Algars	Batea	0,7	1974/75-2001/02

La Figura 3.2 mostra els cabal mitjans anuals abans i després de la construcció dels embassaments de Mequinensa i Riba-roja. El règim hidrològic anual del riu ha estat alterat tant per la regulació fluvial com per variacions en la precipitació. La precipitació va disminuir al llarg de la segona meitat del segle XX (v. ap. 3.5.2), cosa que explica en part la diferència de cabals abans i després de la construcció dels embassaments. Pel que fa a l'efecte de la regulació, d'una banda s'ha produït una disminució del cabal anual mig per l'augment del consum d'aigua per al regadiu (Ibáñez *et al.*, 1996). Actualment el regadiu en la conca de l'Ebre comprèn 784.000 ha i constitueix aproximadament un 9 % de la seua superfície (www.chebro.es). D'altra banda, la construcció d'embassaments en tota la conca ha tingut com a conseqüència una reducció de la freqüència i magnitud de les crescudes (Ibáñez *et al.*, 1996; Batalla *et al.*, 2004; Vericat & Batalla, 2004; Sánchez *et al.*, 2006). Així mateix, degut a les necessitats de producció hidroelèctrica de Mequinensa i Riba-roja, i a la necessitat d'assegurar la concessió de la central nuclear, hi ha hagut un augment del cabal a l'estiu (Ibáñez *et al.*, 1996). D'aquesta forma es produeix una certa redistribució dels cabals al llarg de l'any, de forma que una part del cabal d'aigua aportada en els períodes humits es reserva per deixar-la anar durant l'estiu, evitant-se disminucions molt accentuades del cabal. És per això que, actualment, el cabal mínim del riu Ebre a Tortosa es troba al voltant dels 100 m³/s, mentre que abans de la construcció dels embassaments els cabals podien baixar fins a nivells de 20 m³/s.

Figura 3.2: Cabal mig mensual a Tortosa abans i després de la construcció dels embassaments de Mequinensa i Riba-roja. Font: CHE



També els cabals diaris s'han vist alterats per la presència dels embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix. Degut a la gestió hidràulica de les centrals hidroelèctriques, de produir electricitat en les hores punta, es generen unes variacions regulars de cabal (Ibáñez *et al.*, 1996; Dolz *et al.*, 1997). Aquestes oscil·lacions són prou notables perquè hagin rebut un nom, “magencs”, per part de les poblacions riberenques (Boquera & Quiroga, 2001). En efecte, el cabal màxim diari pot fàcilment duplicar el cabal mínim diari i, en alguns casos, arribar a quadruplicar-lo (Val, 2003). Per la mateixa raó, s'observen cabals menors en els dies festius (Dolz *et al.*, 1997; CHE, 2000; v. cap. 5).

Donada la importància dels cabals a l'hora de calcular els intercanvis de calor entre el riu i el seu entorn, el comportament hidràulic del riu s'estudia amb més deteniment en un capítol a part (cap. 5). Cal tenir en compte que la variació de la temperatura del riu és inversament proporcional al cabal (v. cap. 9):

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{u}{Q} \frac{W_T}{\rho_w C_w} \quad (3)$$

on T és la temperatura del riu, t el temps, x la distància aigües avall, u la velocitat de l'aigua, W l'amplada del riu, H_T el flux de calor entre el riu i l'entorn, Q el cabal, ρ_w la densitat de l'aigua i C_w la calor específica de l'aigua.

3.3 Infraestructures

3.3.1 Infraestructures hidràuliques

El riu Ebre és un riu on s'han realitzat obres d'enginyeria hidràulica des de fa molts anys. Ja en l'edat mitjana hi va haver actuacions en el riu consistents en l'ús de peixeres, construccions de pedra o fusta usades per rectificar el curs del riu i per evitar la formació de meandres i l'obstrucció de la via navegable (Fabregat, 2005). A més, al llarg del temps l'Ebre ha estat objecte de diversos projectes de navegabilitat (Carreras Candi, 1993). Actualment, el tram de riu objecte d'estudi és navegable i es fan obres de manteniment del canal per evitar que siga reomplert pels sediments arrossegats pel riu.

Taula 3.2: Dades tècniques dels embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix

	Mequinensa	Riba-roja	Flix
Volum (hm ³)	1534	210	11
Superfície (ha)	7540	2152	320
Longitud (km)	100	35	13
Cota màxima (msnm)	121	70	41,1
Cota mínima (msnm)	70	40	25
Profunditat màxima (m)	62	34	16
Profunditat mitjana (m)	20	9,8	3,4
Sobreeixidor (msnm)	106	59,5	45
Desguàs de fons (msnm)	87	43,3	–
Presa hidroelèctrica (msnm)	75,2	41,4	–
Desguassos addicionals (msnm)	60	40,0	–
Temps de residència mitjà	72 dies	6 dies	7,5 hores

D'altra banda, el tram estudiat es troba sota la influència del sistema d'embassaments de Mequinensa ($1500 \times 10^6 \text{ m}^3$), Riba-roja ($210 \times 10^6 \text{ m}^3$) i Flix ($11 \times 10^6 \text{ m}^3$). Aquests embassaments regulen el cabal del riu aigües avall, amb la funció d'evitar inundacions i assegurar el cabal necessari per a les principals concessions en el tram inferior de l'Ebre: la de la central nuclear d'Ascó i la dels canals de la dreta i l'esquerra de l'Ebre. Les dades tècniques dels embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix es mostren en la Taula 3.2. A més, en el tram comprès entre Flix i Tortosa hi ha dos assuts: l'assut d'Ascó i el de Xerta. El primer està situat uns 5 km aigües avall d'aquesta, a l'alçada de la central nuclear d'Ascó. La seua funció principal és la de derivar part del cabal del riu cap al canal de captació d'aigua del sistema de refrigeració de la central nuclear (v. ap. 3.3.2.2). L'assut de Xerta es troba a uns 50 km aigües avall de la central hidroelèctrica de Flix. La funció de l'assut de Xerta és la captació d'aigua per als canals de la dreta i l'esquerra de l'Ebre, que porten l'aigua per regar els camps d'arròs del Delta de l'Ebre. La concessió d'aquests canals és de $31 \text{ m}^3/\text{s}$ i $17 \text{ m}^3/\text{s}$ respectivament. A més, en aquest assut també hi ha una resclosa per a la navegació.

3.3.1.1 Embassament de Mequinensa

L'embassament de Mequinensa és un embassament de grans dimensions, 100 km de llargada i més de 1500 hm³ de capacitat, amb nombrosos meandres. La presa és de gravetat de planta recta i es va acabar de construir el 1966. És propietat d'ENDESA i disposa de quatre grups de producció hidroelèctrica amb un cabal de turbinatge de 150 m³/s per grup i una potència total de 324 MW. El principal tributari de l'embassament és el riu Ebre, tot i que també rep les minses aportacions dels rius Guadalope i Martín. En la gestió ordinària de l'embassament normalment només s'utilitza la presa d'aigua hidroelèctrica, comuna per als quatre grups, i el sobreexidor. La presa d'aigua hidroelèctrica a l'estiu agafa aigües de l'hipolímnion si el nivell de reserves és alt o mitjà. En aquest cas existeix el risc de turbinar aigües anòxiques. Si les reserves són baixes, s'agafa aigua procedent de la zona de la termoclina (Limnos, 1996). El temps de residència és baix, entre 1 i 2,5 mesos (Limnos, 1996; Infraestructura y Ecología, 2003; Infraeco, 2006). La concentració de nutrients és alta i l'embassament es considera eutròfic o meso-eutròfic (Limnos, 1996; URS, 2002; Infraestructura y Ecología, 2003; Infraeco, 2006).

Figura 3.3: Embassament de Mequinensa prop de Chiprana



3.3.1.2 Embassament de Riba-roja

L'embassament de Riba-roja, propietat de l'empresa ENDESA, està situat en el riu Ebre, entre els embassaments de Mequinensa i Flix. La construcció de la presa, que és de gravetat de planta recta, finalitzà l'any 1969. L'embassament de Riba-roja és un embassament encaixonat amb una morfologia meandriforme. La seua capacitat és de 210 hm^3 , la seua profunditat mitjana és de 9,7 m, i la profunditat màxima és de 34 m. El seu ús principal és la producció hidroelèctrica per a la qual cosa disposa de quatre grups amb capacitat per turbinar $225 \text{ m}^3/\text{s}$ cada un i una potència total de 263 MW. Altres usos comprenen la pesca, la navegació i el subministrament d'aigua potable i de reg al municipi de la Fatarella. L'embassament de Riba-roja rep aportacions d'aigua de l'embassament de Mequinensa, i dels rius Segre, Cinca i Matarranya.

El temps de residència és molt baix, inferior a un mes (Limnos, 1996), podent arribar a només 5 dies quan els cabals són majors (Infraeco, 2006). L'estat tròfic de l'embassament pot variar d'un any a un altre i té característiques que poden anar de mesotròfiques (Limnos, 1996) a

Figura 3.4: Sobreeixidors de la presa de Riba-roja, oberts per causa de la riuada de finals de maig de 2008



eutròfiques (URS, 2002; Infraeco, 2006).

3.3.1.3 Embassament de Flix

La presa de Flix és de gravetat. Separada de la presa, es troba la Central Hidroelèctrica de Flix, propietat d'ENDESA, que té una potència de 42,5 MW i una concessió de 400 m³/s. La presa hidroelèctrica consisteix en un túnel que travessa el meandre. Quan els cabals són inferiors a 400 m³/s, l'aigua del riu passa directament a través d'aquest canal sense haver de recórrer el

Figura 3.5: Flix, meandre, presa i central hidroelèctrica. Fletxes blaves: circulació de l'aigua amb cabals baixos. Fletxes roges: circulació de l'aigua amb cabals alts. Font: modificada de l'ICC (www.icc.cat).



meandre. Quan el nivell puja, l'aigua pot ascendir pel meandre. En canvi, quan els nivells són superiors a $400 \text{ m}^3/\text{s}$ una part del cabal s'allibera pel sobreexidor de la presa i recorre el meandre en la seua longitud, fins a unir-se amb el cabal turbinat a l'alçada de la central hidroelèctrica (Figura 3.5).

L'embassament de Flix té poca capacitat en relació als altres dos embassaments, i el temps de residència de l'aigua és baix, d'unes hores (Limnos, 1998; Armengol *et al.*, 2003; Navarro *et al.*, 2006), per la qual cosa el seu comportament no és pròpiament el d'un embassament, però tampoc el d'un riu, sinó el d'un riu retingut per un gran assut.

3.3.2 Producció d'energia

Són diverses les centrals productores d'energia que es troben al llarg del tram del riu Ebre objecte d'estudi. A part de les centrals hidroelèctriques de Mequinensa, Riba-roja i Flix (v. ap. 3.3.1), situades en els respectius embassaments, hi ha també una central tèrmica a Escatrón, una central nuclear a Ascó i una minicentral hidroelèctrica a l'assut de Xerta.

Figura 3.6: Central tèrmica d'Escatrón



3.3.2.1 La central tèrmica d'Escatrón

La central tèrmica d'Escatrón disposa d'una concessió de $9,1 \text{ m}^3/\text{s}$ per a refrigeració. En el moment de realitzar les mesures a Escatrón, la central utilitzava carbó com a combustible, si bé actualment utilitza gas natural. Segons Limnos (1998), aquesta central no té un efecte apreciable sobre la temperatura de l'aigua, cosa que és d'esperar si tenim en compte el reduït cabal de la concessió en comparació amb el cabal mig anual del riu a Escatrón.

3.3.2.2 La central nuclear d'Ascó

La central nuclear Ascó es troba a uns 5 km riu avall de la central hidroelèctrica de Flix. La

Figura 3.7: Central nuclear d'Ascó. Font: ICC (www.icc.cat)



central consta de dos reactors que van iniciar la seua operació comercial el 10 de desembre de 1984 i el 31 de març de 1986, respectivament. En total tenen una potència elèctrica nominal bruta de 2050 MW i una potència tèrmica de 5800 MW, aproximadament.

La central va rebre una concessió d'aigua de l'Ebre per a refrigeració de 77,32 m³/s mitjançant la Resolució de 28 de juny de 1977, confirmada per la Resolució de 27 de febrer de 1984. La refrigeració dels reactors es realitza mitjançant dos circuits de refrigeració que no es comuniquen entre ells. El circuit secundari refrigera el circuit primari del reactor, a la vegada que utilitza la calor absorbida per a la producció de vapor que mou les turbines de la central donant lloc a la generació d'electricitat. El circuit de refrigeració en sí, que utilitza l'aigua del riu com a refrigerant, refreda el circuit secundari: l'aigua captada del riu es dirigeix cap al condensador situat a la sortida de la turbina, donant lloc a la líquefacció del vapor utilitzat per fer-la girar. Quan els cabals són suficientment elevats perquè l'efluent tèrmic no faci augmentar la temperatura de l'aigua del riu per sobre de les limitacions legals establertes, l'aigua escalfada es retorna al riu directament. Tanmateix, quan els cabals baixen per sota d'un llindar, també s'utilitzen dos bateries en paral·lel de torres de refrigeració de tiratge forçat i una torre de refrigeració de tiratge natural de 160 m d'alçada per reduir la temperatura de l'aigua retornada al riu. La torre de refrigeració de tiratge natural no apareixia en el projecte original de la central nuclear, sinó que va ser construïda entre 1993 i 1995 a requeriment de la CHE per tal augmentar la capacitat de refrigeració, assegurant així el compliment dels requeriments ambientals sense haver de reduir la potència del reactor (Lozano *et al.*, 1996).

Taula 3.3: Pendent del riu Ebre en l'àrea d'estudi. Font: Davy (1978)

	Altitud (m)	Distància al mar (km)	Desnivell (m)	Dist. Tram (km)	Pendent (m/m)
Escatrón	124	270	–	–	–
Guadalope	98	220	26	50	0,0005200
Mequinensa	68	167	30	53	0,0005660
Matarranya	50	146	18	21	0,0008571
Xerta	6,5	63	43,5	83	0,0005241
Tortosa	1,36	47	5,14	16	0,0003213

3.4 Geomorfologia

El tram de riu estudiat correspon a un tram de riu amb nombrosos meandres, sobretot en l'embassament de Mequinensa, i amb un pendent suau de 0,00055 m/m en mitjana (Taula 3.3). La major part del segment de riu estudiat està embassat i correspon al sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix. És només aigües avall de Flix que el riu discorre lliure. Aigües avall de Flix el curs del riu està format per un sol canal, tot i que també hi ha presència d'illes i canals secundaris. Hi dominen les taules i ràpids i l'amplada del riu varia entre els 50-200 m, aproximadament. El llit del riu està constituït principalment per arenes, graves i roca mare (Serra *et al.*, 1990; Limnos, 1998; Vericat, 2005).

3.4.1 Dinàmica geomorfològica

Des de fa alguns anys, hi ha una important preocupació pel transport de sediments del riu Ebre, en referència amb la subsistència del seu delta (SEO/BirdLife, 1997; Riba i Arderiu, 2001). El cabal i transport de sediments han disminuït de forma important a causa de la construcció d'embassaments en tota la conca (Guillén & Palanques, 1992; Guillén *et al.*, 1992; Ibàñez *et al.*, 1996, 1999). Com a conseqüència, la morfologia fluvial aigües avall dels embassaments (Sanz Montero *et al.*, 2001) i l'estabilitat sedimentària del Delta de l'Ebre (Ibàñez *et al.*, 1999; Prat & Ibàñez, 2003) n'han resultat afectades. A més, el coneixement de la dinàmica sedimentària és d'interès per a la navegació fluvial (Garde & Ranga-Raju, 1985). Històricament, el transport de sediments per l'Ebre ha estat un obstacle per a la navegació. Per exemple, va ser el cas del canal de Carles III entre Amposta i Sant Carles de la Ràpita, en què es va haver d'abandonar el projecte de navegació a causa dels grans costos de manteniment derivats de l'aterrament del canal (Carreras i Candi, 1993). Actualment, el manteniment de la via navegable al tram inferior de l'Ebre, que inclou el dragat del riu, entre altres, té un cost d'uns 500.000 € anuals (Sardà, 2006; IDECE, 2008, 2009).

La conseqüència més directa de la presència d'embassaments sobre la geomorfologia és la retenció de la quasi totalitat dels sediments en les preses i la conseqüent reducció important del transport de sediments riu avall (Guillén & Palanques, 1992; Ibàñez *et al.*, 1996; Roura, 2004; Vericat & Batalla, 2004; Négrel, 2007). Segons l'estudi del grup Flumen (2009) l'embassament de Mequinensa reté un 95 % dels sòlids en suspensió i l'embassament de Riba-roja un 41 %. A finals del segle XIX el transport sòlid aigües avall dels embassaments era de $30,0 \times 10^6$ Tm/any

(Ibáñez *et al.*, 1996; 1999). Actualment, el transport de sòlids en suspensió actual és de l'ordre de $1-1,5 \times 10^5$ Tm/any (Guillén & Palanques, 1992) i el transport de sediments de fons és de l'ordre dels $1-3 \times 10^5$ Tm/any (Guillén *et al.*, 1992). Treballs més recents estimen el transport total de sediments en $4,5 \times 10^5$ Tm/any, del qual un 60 % es transporta en suspensió i un 40 % pel fons (Vericat, 2005).

Vericat (2005) va observar que, com que les preses aturen una gran part dels sediments, els sediments transportats provenen principalment del propi llit del riu, produint-se una incisió d'uns 30 mm/any. La baixa càrrega de sediments del riu afavoreix l'erosió lateral i l'augment de l'amplada del riu en alguns punts (Vericat & Batalla, 2004). En altres punts, en canvi, es produeix una reducció de l'amplada del riu per incisió del llit del riu i un abandó de canals secundaris (Vericat & Batalla, 2004).

3.4.2 Efecte del comportament hidrodinàmic de l'embassament de Riba-roja sobre el transport de sediments

En els últims anys s'han fet diversos treballs per determinar la dinàmica sedimentària de l'embassament de Riba-roja (Dolz *et al.*, 2006; Flumen, 2009; Flumen, 2010; Arbat *et al.*, 2011a, 2011b). Aquests estudis són de gran utilitat en referència a la determinació dels sediments que aconseguixen superar la presa de Riba-roja i pel que fa a l'estudi de la retenció de sediments i l'aterrament. En aquest sentit, pot ser d'interès considerar com afecta el particular patró de circulació de l'embassament al transport de sediments. La major part dels sediments que arriben a l'embassament de Riba-roja arriben pel Segre i Cinca, ja que l'embassament de Mequinensa reté la major part dels sediments de l'Ebre (Dolz *et al.*, 2006; Flumen, 2009). Les majors aportacions es donen en ocasió de riuades i pluges primaverals i autumnals. En cas de riuades, donat el baix temps de residència, la retenció de sòlids en suspensió a l'embassament de Riba-roja és reduïda (Flumen, 2009). En canvi, a la primavera la retenció de sòlids en suspensió és elevada. En aquesta època de l'any, l'aigua del Segre circula per la superfície i conforma l'epilímnion, mentre que l'aigua alliberada s'agafa de l'hipolímnion i correspon a aigua de l'Ebre amb baixa concentració de sòlids en suspensió. A més, en aquestes condicions, el temps de residència de l'epilímnion hauria de ser major que el temps de residència de tot l'embassament, per la qual cosa hauria d'augmentar la sedimentació i la retenció de sòlids en suspensió. La modelització del comportament hidrodinàmic de l'embassament pot ser de gran

utilitat per tal de determinar la dinàmica sedimentària de l'embassament, les zones de sedimentació/erosió i per explicar les propietats del sediment.

Els treballs de modelització de l'embassament de Riba-roja van ser iniciats per González (2007) i Salgado (2008) sota la direcció del professor Martí Sánchez Juny i de l'autor d'aquesta tesi. Posteriorment es van desenvolupar amb el treball de l'autor (cap. 7; Prats *et al.*, 2011) i s'estan continuant amb la tesi de la Marina Arbat Bofill (Arbat *et al.*, 2009). En concret, s'ha utilitzat el model DYRESM per estudiar la hidrodinàmica de l'embassament de Riba-roja en la dimensió vertical (González, 2007; Salgado, 2008). Aquest model es pot acoblar al model de qualitat de l'aigua CAEDYM, que permet la simulació del transport, sedimentació i resuspensió de sòlids en suspensió (Romero *et al.*, 2003). Així mateix, s'ha iniciat la modelització de l'embassament de Riba-roja en 2-D mitjançant el model CE-QUAL-W2 (Arbat *et al.*, 2009). Aquest model permet calcular el transport i sedimentació de sòlids en suspensió, però no preveu el càlcul de la resuspensió (Cole & Wells, 2008). A més, la taxa de sedimentació es presenta com una constant definida per l'usuari, a diferència del model CAEDYM en què tant la sedimentació com la resuspensió són calculades pel model en funció d'una parametrització física en què es té en compte la dependència de la temperatura. Per tant, el model CAEDYM hauria de donar una descripció dels processos sedimentaris més acurada. Ara bé, donat que el model DYRESM és unidimensional, per a un estudi més precís dels processos sedimentaris i de la qualitat de l'aigua de l'embassament, seria millor utilitzar el model tridimensional ELCOM en combinació amb el model CAEDYM. Aquesta combinació ha estat utilitzada amb bons resultats per a l'estudi dels efectes sobre la qualitat de l'aigua del flux en profunditat d'un embassament estret i allargat (Romero & Imberger, 2003).

3.5 Tendències climàtiques i hidrològiques

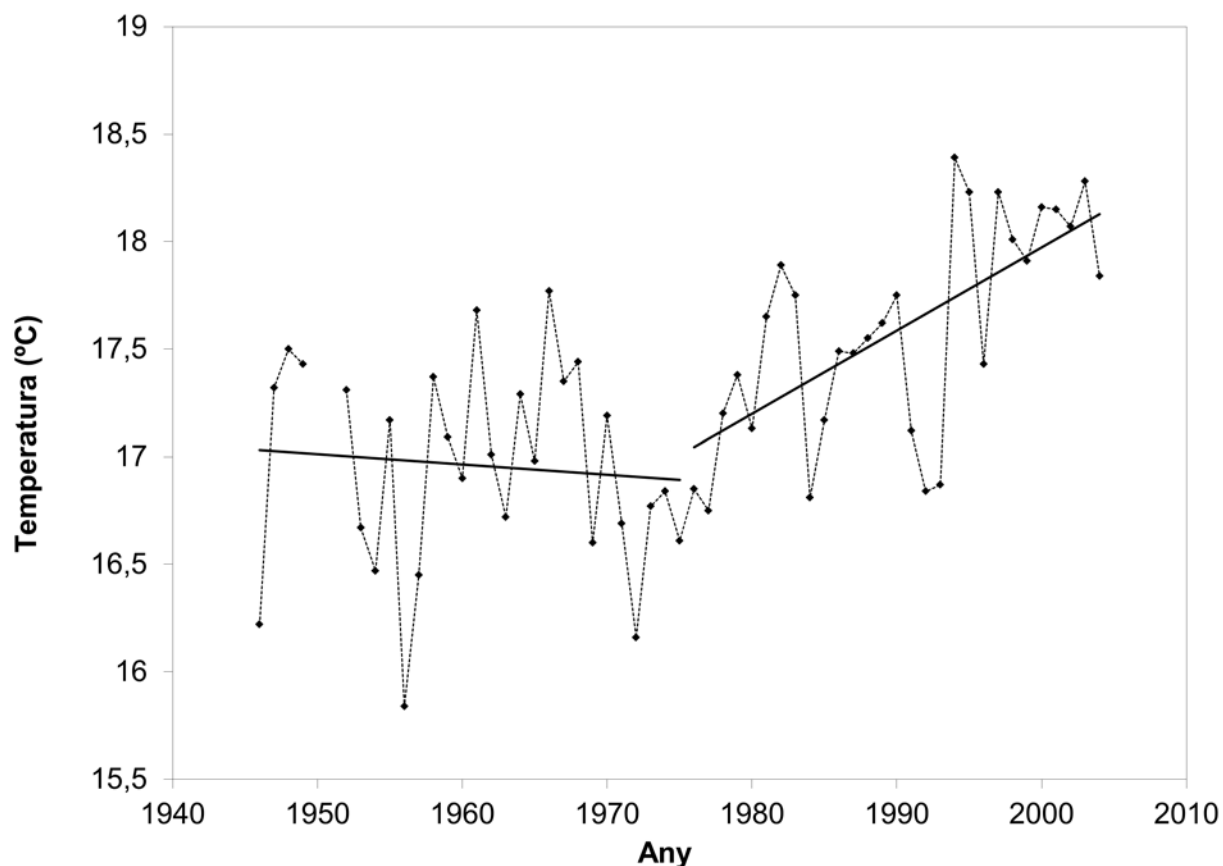
3.5.1 Temperatura de l'aire

La temperatura de l'aire és una de les variables climàtiques més clarament afectades pel canvi climàtic. A escala planetària, en els últims 150 anys la temperatura de l'aire ha anat augmentant paral·lelament a un increment de la concentració de gasos amb efecte hivernacle a l'atmosfera (Rosell, 2005). Tanmateix, diversos estudis indiquen que des de fa 8000 anys el clima del sud d'Europa ha anat adquirint condicions de major aridesa (temperatures més altes, menor precipitació) (Rosell, 2005; de Castro *et al.*, 2005).

El *European Climate Assessment* (ECA) estudià les tendències climàtiques arreu d'Europa en el període 1946-1999. En el període 1946-1975 no hi havia una tendència significativa a l'Observatori de l'Ebre, a Roquetes (Figura 3.8), i en gran part del sud d'Europa hi havia una tendència a la disminució de la temperatura. En canvi, en el període 1976-1999 hi va haver un increment significatiu d'almenys 0,03 °C/any en quasi tota Europa (Klein Tank *et al.*, 2002b). Aquests resultats estan d'acord amb els resultats de diferents estudis que indiquen que, en les últimes tres dècades del segle XX, hi ha hagut un increment de la temperatura de l'aire a la Península Ibèrica de 0,03-0,07 °C/any, depenent de la regió considerada (de Castro *et al.*, 2005).

A l'Observatori de l'Ebre, en el període 1905-2007 s'ha observat una tendència a l'augment de la temperatura mitjana anual de 0,015 °C/any (Servei Meteorològic de Catalunya, 2008). També queda clar que l'augment de les temperatures màximes diàries és més accentuat que el de les mínimes i és també major a l'estiu (Taula 3.4). A més, també s'hi ha trobat una tendència

Figura 3.8: Temperatura a l'Observatori de l'Ebre, Roquetes, entre 1946 i 2004. Font: Klein Tank *et al.* (2002a)



Taula 3.4: Tendència de la temperatura de l'aire a l'Observatori de l'Ebre en el període 1905-2007. Font: Servei Meteorològic de Catalunya (2008)

	Anual	Hivern	Primavera	Estiu	Tardor
Temperatura mitjana (°C/any)	+0,015*	+0,013*	+0,015*	+0,019*	+0,014*
Temperatura màxima (°C/any)	+0,024*	+0,020*	+0,026*	+0,031*	+0,022*
Temperatura mínima (°C/any)	+0,005*	+0,005	+0,005*	+0,007*	+0,006*

*Tendència estadísticament significativa al 95% de confiança

significativa a l'augment del número de dies i nits càlides, de la duració de les ratxes càlides, de l'amplitud tèrmica anual i a la disminució de dies i nits fredes, i de la duració de les ratxes fredes (Servei Meteorològic de Catalunya, 2008). Aquestes tendències també van ser apuntades per Klein Tank *et al.* (2002b) per al període 1946-1999. D'altra banda, Seguí (2003) va observar una diferència en el comportament de la temperatura de l'aire a Roquetes al llarg del segle XX, essent major la tendència a l'augment de la temperatura a partir dels anys 70 en concordança amb els resultats de l'ECA (Klein Tank *et al.*, 2002b).

Les prediccions dels models climàtics globals per al segle XXI preveuen un escalfament general de la Península Ibèrica, més intens a l'estiu (0,06-0,1 °C/any) que a l'hivern (0,03-0,06 °C/any) (de Castro *et al.*, 2005). Tanmateix, els models climàtics globals tenen molt poca resolució i no poden tenir en compte l'efecte de l'orografia. És per això que per tenir prediccions de detall s'utilitzen models regionals del clima, si bé tenen una menor fiabilitat. Segons el model RCM-PROMES a finals de segle XXI s'espera un escalfament general de la Península Ibèrica (de Castro *et al.*, 2005). I a la conca de l'Ebre en concret, les projeccions indiquen un escalfament a l'estiu de 4-7 °C, si bé s'espera que siga menor a la costa. A l'hivern l'increment seria menor a la part alta de la conca (2-3 °C) que a la part inferior (3-4 °C). Així mateix, la resta de l'any es preveu un escalfament uniforme per tota la conca, major a la tardor (4-5 °C) que a la primavera (3-4 °C).

3.5.2 Precipitació

Com ja s'ha esmentat més amunt (ap. 3.5.1), des de fa 8000 anys hi ha una tendència a l'aridificació del sud d'Europa (Rosell, 2005). En la conca de l'Ebre s'ha observat una

disminució de la precipitació d'un 4% en el període 1947-1999 (Ayala-Carcedo, 2001). Tot i això, a llarg termini no es pot detectar una tendència significativa ja siga a nivell de la conca de l'Ebre (García Vera, 2001; García Vera *et al.*, 2002) o de la Península Ibèrica (Klein Tank *et al.*, 2002b; de Castro *et al.*, 2005). Tanmateix, sí s'observa una disminució significativa de la precipitació mitjana anual en l'últim terç del segle XX en diferents punts de la península (Esteban-Parra *et al.*, 1998) com són Catalunya (Martín Vide, 2005) i la conca de l'Ebre (de Castro *et al.*, 2005; García Vera, 2001; García Vera *et al.*, 2002).

En el període 1905-2007 no s'observa una tendència significativa del comportament de la precipitació recollida a l'Observatori de l'Ebre a Roquetes (Taula 3.5). Però sí hi ha una tendència significativa a l'augment de la intensitat diària de la precipitació (Servei Meteorològic de Catalunya, 2008).

Taula 3.5: Tendència de la precipitació a l'Observatori de l'Ebre en el període 1905-2007. Font: Servei Meteorològic de Catalunya (2008)

	Anual	Hivern	Primavera	Estiu	Tardor
Precipitació (mm/any)	+0,433	+0,187	+0,038	-0,099	+0,249

Cap de les tendències assoleix el nivell de significació amb una confiança del 95%.

Els models climàtics globals preveuen un augment de les precipitacions en gran part de la Península Ibèrica en els mesos d'hivern en el segle XXI, mentre que preveuen una disminució de la mateixa en la resta de l'any (de Castro *et al.*, 2005). D'altra banda, els models regionals del clima, que tenen una major resolució que els models globals, mostren una important variabilitat espacial dels efectes del canvi climàtic sobre la precipitació, si bé en línies generals concorden bastant amb les previsions d'aquests últims (de Castro *et al.*, 2005).

3.5.3 Cabal

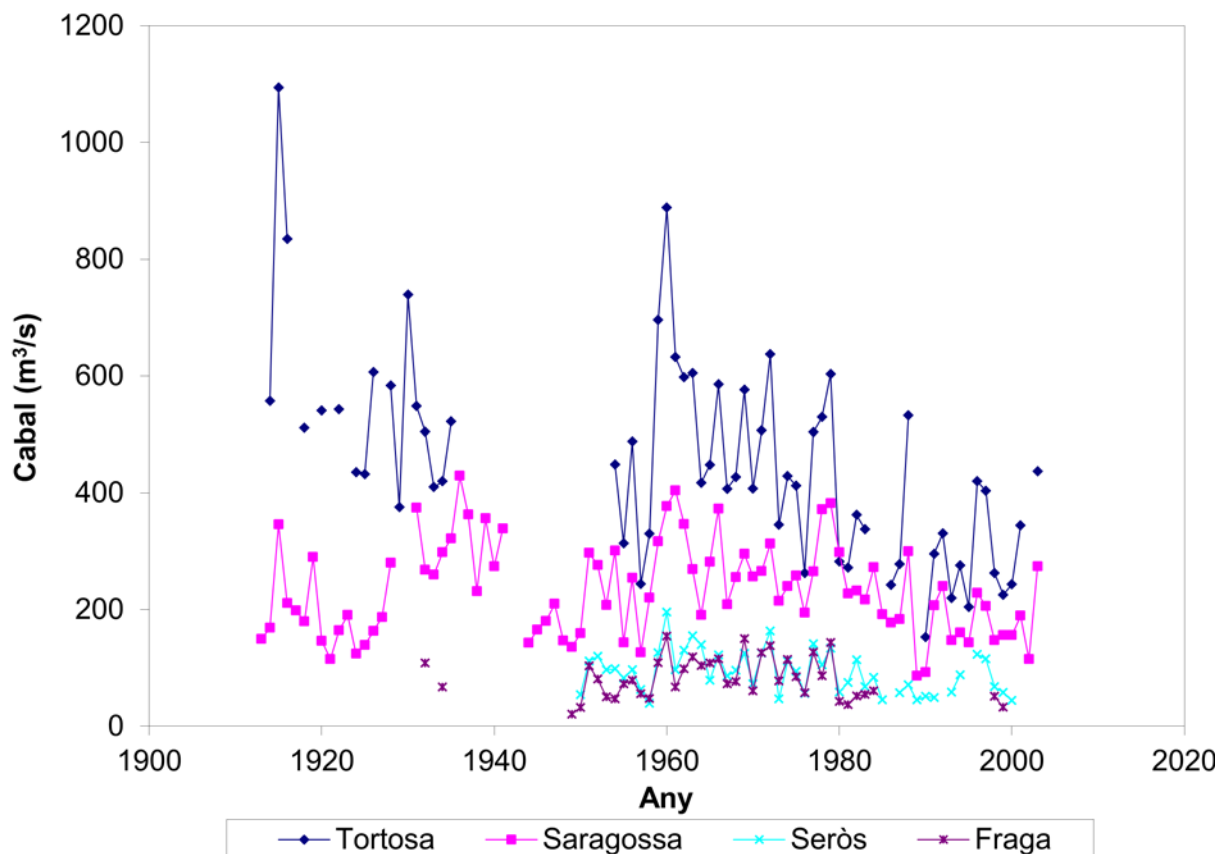
En l'escala de temps històrica es poden observar oscil·lacions en els cabals observats al llarg del temps. Utilitzant documentació històrica escrita dels segles XIV-XX, procedent de fonts eclesiàstiques, municipals i privades, de rius de l'est de la Península Ibèrica, inclòs l'Ebre, Barriendos Vallvé i Martín-Vide (1998) van poder identificar una sèrie de períodes humits amb una major freqüència de riuades. Aquests períodes es van donar entre els anys 1570-1630, 1760-1800 i 1830-1870. Després d'aquest últim període de gran freqüència de riuades, s'hauria entrat

en un període amb menor número de riuades. Tanmateix, donada la proliferació de preses en els temps més recents, que fan que la freqüència de riuades siga menor, la freqüència de les riuades ja no seria un paràmetre admissible per determinar l'existència d'èpoques humides. Ara bé, al segle XIX es van començar a mesurar els cabals dels rius a Europa. Probst (1989), utilitzant dades d'aforament de rius d'arreu d'Europa, va poder determinar una successió d'èpoques humides i seques que estaven en fase amb variacions de la precipitació:

- un període sec entre 1900-1910;
- un període humit fins a 1940;
- la sequera de 1940-1950;
- un període humit al voltant dels anys 1960-1970; i
- una època seca a partir de 1970.

L'Ebre va ser un dels rius estudiats per Probst (1989) i s'ajusta prou bé a aquest patró. Els principals afluents del riu Ebre en la zona d'estudi, el Segre i el Cinca, semblen seguir també el mateix patró (Figura 3.9).

Figura 3.9: Cabal del riu Ebre a Tortosa i Saragossa i cabals del Segre a Seròs i del Cinca a Fraga. Font: CHE (www.chebro.es)



En l'últim terç del segle XX l'Ebre ha vist reduït el seu cabal de forma important (Ibáñez *et al.*, 1996; Gallart & Llorens, 2001; Batalla *et al.*, 2004). En concret, en el període 1940-1997, Gallart & Llorens (2001) van estimar la disminució del cabal mig anual del riu a Tortosa en 5760 hm³. Aquesta disminució estaria en part causada per la reducció transitòria de la precipitació detectada en el mateix període (Ayala-Carcedo, 2001; García Vera, 2001; García Vera *et al.*, 2002). Tanmateix, s'apunten altres causes que també podrien tenir part de la responsabilitat en la disminució. D'una banda hi ha l'augment en el consum d'aigua i en la superfície de terreny cultivat, fets possibles per la construcció d'embassaments (Ibáñez *et al.*, 1999; MIMAM, 2000; Batalla *et al.*, 2004). Segons el *Libro Blanco del Agua en España* (MIMAM, 1998) el consum d'aigua a la conca de l'Ebre representa un 29 % del total d'aportacions en règim natural. Finalment, altres autors indiquen que l'aforestació també hauria intervingut en la disminució dels cabals ja que en augmentar la massa forestal augmenta l'evapotranspiració (Gallart & Llorens, 2001). Segons aquests autors, les pèrdues observades en el cabal mig anual en el període 1940-1997 es distribuïen de la manera següent: un 24,4 % per l'augment del consum, un 37,1 % per la disminució de la precipitació i un 38,5 % a causa de l'aforestació.

Les previsions per al futur indiquen que a la Península Ibèrica es produirà un augment de la temperatura i una disminució de la precipitació, cosa que incidirà en un descens de les aportacions (Iglesias *et al.*, 2005). A la conca de l'Ebre aquesta reducció ha estat estimada en un 3-8 %. D'altra banda, les simulacions realitzades per Arnell (1999) no només preveuen una reducció dels cabals dels rius del sud d'Europa, sinó també una modificació dels règims hidrològics. La causa és que un augment de la temperatura comportaria un avançament de la fosa de les neus, a més de la reducció de la zona coberta per neu a l'hivern. Això tindria com a conseqüència unes majors aportacions a l'hivern i menors a la primavera. Així mateix, Lehner *et al.* (2006) preveuen un augment de la freqüència de les sequeres en el sud d'Europa.

3.6 Referències

- ARBAT, M.; SÁNCHEZ-JUNY, M.; BLADÉ, E.; DOLZ, J. (2009) Modelación bidimensional del Embalse de Ribarroja de Ebro con CE-QUAL-W2. *Jornadas de Ingeniería del Agua 2009*, Madrid.
- ARBAT, M.; BLADÉ, E.; DE POURCQ, K.; SÁNCHEZ-JUNY, M.; DOLZ, J.; LÓPEZ, P.; ARMENGOL, J.; JAIME, F. (2011) Dinámica sedimentaria del extremo aguas arriba del embalse de Ribarroja (río Ebro). En: R. Romeo García, M. Andreu Mir, F. Hijós Bitrián, R. Lafuente Dios, M. Rubín de Célix Caballero, M. de Andrés Rodríguez-Trelles, A. Carrasco Mínguez, M. S. Martín-Cleto Sáncke, M. A. Pérez de Ágreda & J. M. Villarroel González-Elipé (eds.), *Dam maintenance and rehabilitation II*, Taylor & Francis Group, London, 657-664.
- ARBAT, M.; BLADÉ, E.; SÁNCHEZ-JUNY, M.; DOLZ, J.; COBOS CAMPOS, G.; POLANCO, L. (2011) Estudio en modelo numérico del transporte sólido en suspensión del río Segre en la cola del embalse de Ribarroja de Ebro. En: R. Romeo García, M. Andreu Mir, F. Hijós Bitrián, R. Lafuente Dios, M. Rubín de Célix Caballero, M. de Andrés Rodríguez-Trelles, A. Carrasco Mínguez, M. S. Martín-Cleto Sáncke, M. A. Pérez de Ágreda & J. M. Villarroel González-Elipé (eds.), *Dam maintenance and rehabilitation II*, Taylor & Francis Group, London, 633-641.
- ARMENGOL, J.; BACARDIT, M.; CAPUTO, L.; GALLEGOS, M.A.; NAVARRO, E. (2003) *Ecologia aquàtica del embassaments de Mequinensa, Ribarroja i Flix*. Universitat de Barcelona, Barcelona. 27 p.
- ARNELL, N. W. (1999) The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. *Global Environmental Change*, 9, 5-13. doi: 10.1016/S0959-3780(98)00015-6.
- AYALA-CARCEDO, F. J. (2001) Impactos del cambio climático sobre los recursos hídricos en España y viabilidad del Plan Hidrológico Nacional 2000. En: P. Arrojo (coord.). *El Plan Hidrológico Nacional a debate*. Bakeaz, Bilbao, España, 51-66.
- BARRIENDOS VALLVÉ, M. & MARTÍN-VIDE, J. (1998) Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th-19th centuries). *Climatic Change*, 38, 473-491. doi: 10.1023/A:1005343828552.
- BATALLA, R. J.; GÓMEZ, C. M.; KONDOLF, G. M. (2004) Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, 290, 117-136. doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.12.002.
- BOQUERA, M. & QUIROGA, V. (2001) *De la saboga al silur. Pescadors fluvials de l'Ebre a Tivenys*. Departament de Cultura, Centre de Promoció de la Cultura Popular i Tradicional Catalana, Barcelona. 141 p.
- CARRERAS I CANDI, F. (1993) *La navegació al riu Ebre. Notes històriques*. Direcció General de Ports i Costes, Barcelona. 380 pp.
- CHE (2000) *Los aprovechamientos en la Cuenca del Ebro: afección en el régimen hidrológico fluvial*. Oficina de Planificación Hidrológica, CHE, Zaragoza. 83 p.
- COLE, T. M. & WELLS, S. A. (2008) *CE-QUAL-W2: A Two-Dimensional, Laterally Averaged, Hydrodynamic and Water Quality Model, Version 3.6. User Manual*. Instruction Report EL-08-1. U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C. 715 p.
- DAVY, L. (1978) *L'Ebre: étude hydrologique*. Tesi doctoral, Université de Montpellier III. Atelier Reproduction des thèses, Université de Lille III, París. 803 p.

- DE CASTRO, M.; MARTÍN-VIDE, J.; ALONSO, S. (2005) El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI. En: J. M. Moreno (Coord.). *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, España, 1-64.
- DOLZ, J.; GÓMEZ, M.; NIETO, J. (1997) El Ebro en el Delta. *Revista de Obras Públicas*, 3368, 7-14.
- DOLZ, J.; PRATS, J.; ROURA, M.; VAL, R.; ARMENGOL, J. (2006) Incidència dels embassaments de Mequinensa, Ribarroja i Flix en el règim tèrmic i en el transport de sòlids en suspensió del riu Ebre. En: D. Barceló & J. Ros (dirs.), *L'Aigua, un recurs fonamental: Jornades Científiques de l'Institut d'Estudis Catalans*, 155-165.
- ESPANYA (1977) Resolución, de 28 de junio, de la Dirección General de Obras Hidráulicas por la que se hace pública la concesión otorgada a "Fuerzas Eléctricas de Cataluña, Sociedad Anónima"; "Hidroeléctrica de Cataluña, Sociedad Anónima"; "Empresa Nacional Hidroeléctrica del Ribagorzana, S. A.", y "Fuerzas Hidroeléctricas del Segre, S. A.", de un aprovechamiento de aguas del río Ebro, en término municipal de Ascó (Tarragona) con destino a la refrigeración de la central nuclear de Ascó. *Boletín Oficial del Estado*, 200, 22 d'agost, 18744-18746.
- ESPANYA (1984) Resolución, de 27 de febrero, de la Dirección General de Obras Hidráulicas, por la que se hace pública la concesión definitiva del aprovechamiento de aguas públicas superficiales del río Ebro con destino al abastecimiento de aguas y refrigeración y servicios de los grupos I y II de la central nuclear de Ascó, en término de Ascó (Tarragona), otorgada provisionalmente por Orden de 28 de junio de 1977 a la "Comunidad de Usuarios de las Centrales Nucleares de Ascó". *Boletín Oficial del Estado*, 138, 3 de juny, 16717.
- ESTEBAN-PARRA, M. J.; RODRIGO, F. S.; CASTRO-DIEZ, Y. (1998) Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *International Journal of Climatology*, 18, 1557-1574. doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(19981130)18:14<1557::AID-JOC328>3.0.CO;2-J.
- FABREGAT, E. (2005) Les peixeres de l'Ebre. *La Veu de l'Ebre*, 18 febrer 2005.
- FLUMEN (2009) *Estudio de la dinámica sedimentaria y batimetría de precisión del embalse de Ribarroja*. Estudi realitzat per encàrrec de la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre. 113 p.
- FLUMEN (2010) *Estudio en modelo numerico de la hidrodinámica del Segre en el entorno de Mequinensa*. Estudi realitzat per encàrrec d'Ingeniería 75 a proposta de la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre. 29 p.
- GALLART, F. & LLORENS, P. (2001) Water resources and environmental change in Spain. A key issue for sustainable integrated catchment management. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 27, 7-16.
- GARCÍA VERA, M. A. (2001) *Las precipitaciones en la cuenca del Ebro: caracterización de la evolución espacio-temporal y análisis de tendencias*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Oficina de Planificación Hidrológica, Zaragoza. 114 pp.
- GARCÍA VERA, M. A.; ABAURREA, J.; ASÍN LAFUENTE, J.; CENTELLES NOGUÉS, A. (2002) Evolución de las precipitaciones en la cuenca del Ebro: caracterización espacial y análisis de tendencias. *VII Reunión Nacional de Climatología*, Albarracín, España.
- GARDE, R. J. & RANGA-RAJU, K. G. (1985) *Mechanics of sediment transport and alluvial stream problems*. Wiley, New York, N. Y. 618 p.
- GONZÁLEZ, Ó. (2007) *Modelització de la hidrodinàmica d'un embassament. Aplicació al cas de l'embassament de Ribarroja al riu Ebre*. Tesina d'especialitat ETSECCPB, Universitat Politècnica de Catalunya. 82 p.
- GUILLÉN, J. & PALANQUES, A. (1992). Sediment hydrodynamics in the lower course of a river highly regulated by dams: the Ebro River. *Sedimentology*, 39, 567-579. doi: 10.1111/j.1365-3091.1992.tb02137.x.

- GUILLÉN, J.; DÍAZ, J. I.; PALANQUES, A. (1992) Cuantificación y evolución durante el siglo XX de los aportes de sedimento transportado como carga de fondo por el río Ebro al medio marino. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5, 27-37.
- HAMEL, E. & VENNEMANN, T. (2003) La lengua originaria de los europeos prehistóricos. *Investigación y Ciencia*, 316, 62-67.
- IBÁÑEZ, C.; PRAT, N.; CANICIO, A. (1996). Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro River and its estuary. *Regulated Rivers: Research & Management*, 12, 51-62. doi: 10.1002/(SICI)1099-1646(199601)12:1<51::AID-RRR376>3.0.CO;2-I.
- IBÁÑEZ, C.; PRAT, N.; CANICIO, A.; CURCÓ, A. (1999) *El delta del Ebro, un sistema amenazado*. Bakeaz, Bilbao, Espanya. 109 p.
- IDECE (2008) *Memòria de l'Institut per al Desenvolupament de les Comarques de l'Ebre 2007*. Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Institut per al Desenvolupament de les Comarques de l'Ebre, Tortosa, Espanya. 39 p.
- IDECE (2009) *Memòria de l'Institut per al Desenvolupament de les Comarques de l'Ebre 2008*. Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Institut per al Desenvolupament de les Comarques de l'Ebre, Tortosa, Espanya. 39 p.
- IGLESIAS, A.; ESTRELA, T.; GALLART, F. (2005) Impactos sobre los recursos hídricos. En: J. M. Moreno (Coord.). *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, Espanya, 303-353.
- INFRAECO (2006) *Ejecución de trabajos relacionados con los requisitos de la Directiva Marco (2000/60/CE) en el ámbito de la Confederación Hidrográfica del Ebro referidos a: elaboración del registro de zonas protegidas, determinación del potencial ecológico de los embalses, desarrollo de programas específicos de investigación*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza.
- INFRAESTRUCTURA & ECOLOGÍA (2003) *Seguimiento de la calidad de las aguas en embalses de zonas sensibles*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza.
- KLEIN TANK, A.; WIJNGAARD, J.; KÖNNEN, G. P.; BÖHM, R.; DEMARÉE, G.; GOCHEVA, A.; MILETA, M.; PASHIARDIS, S.; HEJKRLIK, L.; KERN-HANSEN, C.; HEINO, R.; BESSEMOULIN, P.; MÜLLER-WESTMEIER, G.; TZANAKOU, M.; SZALAI, S.; PÁLSDÓTTIR, T.; FITZGERALD, D.; RUBIN, S.; CAPALDO, M.; MAUGERI, M.; LEITASS, A.; BUKANTIS, A.; ABERFELD, R.; VAN ENGELN, A. F. V.; FORLAND, E.; MIETUS, M.; COELHO, F.; MARES, C.; RAZUVAEV, V.; NIEPLOVA, E.; CEGNAR, T.; LÓPEZ, J. A.; DAHLSTRÖM, B.; MOBERG, A.; KIRCHHOFFER, W.; CEYLAN, A.; PACHALIUK, O.; ALEXANDER, L. V.; PETROVIC, P. (2002a) Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment. *International Journal of Climatology*, 22, 1441-1453. doi: 10.1002/joc.773.
- KLEIN TANK, A.; WIJNGAARD, J.; VAN ENGELN, A. (2002b) *Climate of Europe. Assessment of observed daily temperature and precipitation extremes*. European Climate Assessment, De Bilt (Holanda).
- LEHNER, B.; DÖLL, P.; ALCAMO, J.; HENRICHS, T.; KASPAR, F. (2006) Estimating the impact of global change on flood and draught risks in Europe: a continental integrated analysis. *Climatic Change*, 75, 273-299, doi: 10.1007/s10584-006-6338-4.
- LIMNOS (1996) *Diagnóstico y gestión ambiental de embalses en el ámbito de la Cuenca Hidrográfica del Ebro*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza.

- LIMNOS (1998) *Estudio de la calidad ecológica integral del río Ebro*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza. Disponible a: <<http://oph.chebro.es/DOCUMENTACION/Calidad/estudios/calecolebro1998>>
- LOZANO, J.; BORONAT, E.; GARCÍA SÁNCHEZ, J.; UBALDE, L.; BOADA, F.; RAMÓN, G.; VIVES, E.; ULACIA, F.; PRIETO, J. (1996) Actualización de la Central. *Nuclear España*, 159, 9-13.
- MARTÍN VIDE, J. (2005) Factors geogràfics, regionalització climàtica, i tendències de les sèries climàtiques a Catalunya. En: J. E. Llebot, A. Queralt i J. Rodó (eds.). *Informe sobre el canvi climàtic a Catalunya*. Departament de la Presidència, Consell Assessor per al Desenvolupament Sostenible de Catalunya (CADS), Barcelona, 81-111.
- MIMAM (1998) *Libro blanco del agua en España*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid. 855 p.
- MIMAM (2000) *Plan Hidrológico Nacional. Análisis de los sistemas hidráulicos*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid. 390 pp.
- NAVARRO, E.; BACARDIT, M.; CAPUTO, L.; PALAU, T.; ARMENGOL, J. (2006) Limnological characterization and flow patterns of a three-coupled reservoir system and their influence on *Dreissena polymorpha* populations and settlement during the stratification period. *Lake and Reservoir Management*, 22 (4), 293-302.
- NÉGREL, P.; ROY, S.; PETELET-GIRAUD, E.; MILLOT, R.; BRENOT, A. (2007). Long-term fluxes of dissolved and suspended matter in the Ebro River Basin (Spain). *Journal of Hydrology*, 342, 249-260. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.05.013.
- PRAT, N. & IBÁÑEZ, C. (2003) *Avaluació crítica del Pla Hidrològic Nacional i proposta per a una gestió sostenible de l'aigua del Baix Ebre*. Institut d'Estudis Catalans, Barcelona, Espanya. 127 p.
- PRATS, J.; ARMENGOL, J.; MARCÉ, R.; SÁNCHEZ-JUNY, M.; DOLZ, J. (2011) Dams and Reservoirs in the Lower Ebro River and Its Effects on the River Thermal Cycle. En: D. Barceló & M. Petrovic (eds.), *The Ebro River Basin, Handbook of Environmental Chemistry*, 13, 77-95.
- PROBST, J.-L. (1989) Hydroclimatic fluctuations of some European rivers since 1800. En: Petts, G. E. (ed.) *Historical Change in Large Alluvial Rivers: Western Europe*. John Wiley & Sons, Chichester.
- RIBA I ARDERIU, O. (2001) La problemàtica actual del delta de l'Ebre: possibles actuacions. *El Delta de l'Ebre: estudi multidisciplinari. Arxius de les seccions de ciències*, 131, 9-14.
- ROMERO, J. R. & IMBERGER, J. (2003) Effect of a flood underflow on reservoir water quality: Data and three-dimensional modeling. *Archiv für Hydrobiologie*, 157 (1), 1-25. doi: 10.1127/0003-9136/2003/0157-0001.
- ROMERO, J. R., HIPSEY, M. R.; ANTENUCCI, J. P.; HAMILTON, D. (2003) *Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model: CAEDYM v2. v2.0 Science Manual*. Centre for Water Research, University of Western Australia. 85 p.
- ROSELL, A. (2005) Una perspectiva històrica del canvi climàtic. En: J. E. Llebot, A. Queralt i J. Rodó (eds.). *Informe sobre el canvi climàtic a Catalunya*. Departament de la Presidència, Consell Assessor per al Desenvolupament Sostenible de Catalunya (CADS), Barcelona, 51-80.
- ROURA, M. (2004). *Incidència de l'embassament de Mequinensa en el transport de sòlids en suspensió i la qualitat de l'aigua del riu Ebre*. Tesi doctoral, Facultat de Biologia, Universitat de Barcelona, Barcelona. 145 p.
- SALGADO, A. (2008) *Optimització de paràmetres del model hidrodinàmic de l'embassament de Riba-roja al riu Ebre*. Tesina d'especialitat ETSECCPB, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona. 111 p.
- SÁNCHEZ, R.; IBÁÑEZ, C.; PRAT, N. (2006) Alteraciones hidrológicas en el curso inferior del río Ebro a lo largo del presente siglo. *XIII Congreso de la Asociación Española de Limnología. Libro de Resúmenes*, Asociación Española de Limnología, Barcelona, 72.

- SANZ MONTERO, M. E.; AVENDAÑO SALAS, C.; COBO RAYÁN, R. (2001) Influencia del complejo de embalses Mequinenza-Ribarroja-Flix (río Ebro) en la morfología del cauce situado aguas abajo. *Revista de la sociedad de Geología de España*, 14 (1-2), 3-17.
- SARDÀ, J. (2006) *Avaluació de la viabilitat econòmica de la navegabilitat del tram final del riu Ebre*. Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Institut per al Desenvolupament de les Comarques de l'Ebre, Tortosa, Espanya. 92 p.
- SEGUÍ, J. (2003) *Análisis de la serie de temperatura del Observatorio del Ebro 1894-2002*. Observatori de l'Ebre, Roquetes, Espanya. 83 pp.
- SEO/BIRDLIFE (1997) *Pla Delta XXI: directrius per a la conservació i el desenvolupament sostenible al delta de l'Ebre*. SEO/BirdLife, Deltebre. 102 p.
- SERRA, J.; COLOMBO, F.; CANALS, M.; GUILLÉN, J. (1990) Comportamiento hidráulico y sedimentario del río Ebro entre Tortosa y Amposta (Tarragona, España). *Geogaceta*, 8: 107-109.
- SERVEI METEOROLÒGIC DE CATALUNYA (2008) *Butlletí anual d'indicadors climàtics. Any 2007*. Departament de Medi Ambient i Habitatge, Barcelona. 33 p.
- URS (2002) *Actualización limnológica de embalses*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza.
- VAL, R. (2003): *Incidencia de los embalses en el comportamiento térmico del río Ebro. Caso del sistema de embalses Mequinenza-Ribarroja-Flix en el río Ebro*. Tesis Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona. 196 pp.
- VERICAT, D. (2005) *Sediment transport and processes in a highly regulated river. The lower Ebro, NE Iberian Peninsula*. Tesis doctoral, Universitat de Lleida, Lleida.
- VERICAT, D. & BATALLA, R. J. (2004). Efectos de las presas en la dinámica fluvial del curso bajo del río Ebro. *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (2), 37-50.

4 ANTECEDENTS I JUSTIFICACIÓ

Fàbio: Si bé és tan gran i tan poderós com lo veeu, ja l'han vist ací gelat, que no corria gens.

Don Pedro: Que os deveu burlar! Que és, això, impossible.

Fàbio: Jo us dic la veritat i així ho podeu creure, que en l'any 1506 se gelà tot en lo mes de gener, i fons de tal gruixa i fortalesa que persones passaren damunt d'ell molt segurament, i encara hi passà damunt d'ell un home a cavall ab una mula i tampoc no hi prengué dany. També se troba escrit que en l'any 1442 se gelà altra vegada, i fons la vespra de Santa Llúcia, mas no fons tan gran gelada com la darrera.

Lúcio: Lo que diu lo senyor Fàbio passà així, sens dubte, i la meravella està en que ací s'ha acontengut, per ésser com és terra tan calenta, que en Alemanya quiscun any se gelen los rius encara que sien tan grans i majors que aquest; però allà causa-ho ser la terra frigidíssima per la propinquïtat de la tramuntana.

Don Pedro: Bé ho sé jo això, mas que ací se sia contengut és cosa de grandíssima meravella, perquè és cert que aquesta terra és tan temprada com València i mostra's ab açò, que jo he menjat cireres tan tempranes com allà.

Cristòfor Despuig

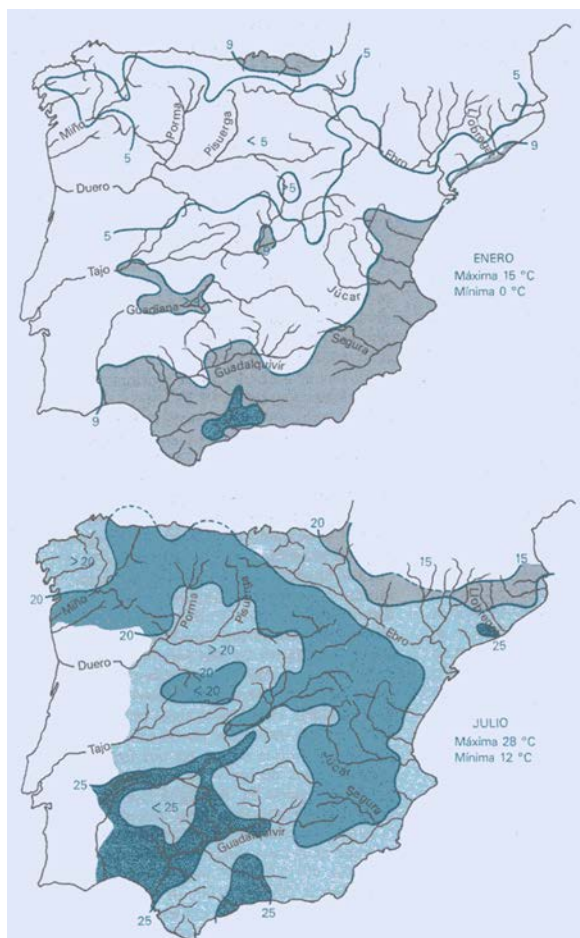
Los col·loquis de la insigne ciutat de Tortosa

4.1 El comportament tèrmic de l'Ebre i la seua conca

4.1.1 Conca de l'Ebre

La temperatura de l'aigua dels rius d'Espanya es començà a mesurar en octubre de 1972 mitjançant la Red de Control de la Calidad del Agua (COCA) depenent del MOPU. Utilitzant dades d'aquesta xarxa dels anys 1972-1974 Margalef (1983) va realitzar uns mapes de la temperatura dels rius espanyols per als mesos de gener i juliol (Figura 4.1). Al gener, en les parts altes de la conca de l'Ebre i gran part del marge esquerre la temperatura de l'aigua era inferior a 2,5 °C. En els trams mitjans i baixos del riu i part del marge dret, la temperatura mitjana de l'aigua estava entre els 5 °C i els 9 °C. A l'estiu, en canvi, la temperatura de l'aigua de les capçaleres dels rius de la conca que naixen als Pirineus es trobaven per sota dels 15 °C. En l'eix central del riu la temperatura estava entre els 20 °C i els 25 °C. I en els rius situats al sud de l'eix principal de l'Ebre la temperatura mitjana de l'aigua superava els 25 °C.

Figura 4.1: Temperatura dels rius d'Espanya. Font: Margalef (1983)



Arrúe & Alberto (1986) també van utilitzar les dades de la COCA (anys 1972-1982) per estudiar el règim tèrmic dels rius de la conca de l'Ebre, a més d'algunes dades cedides per empreses. Utilitzant dades de la central tèrmica d'Escatrón (1949-1978) van establir una oscil·lació diària de la temperatura de l'aigua entre 1,5 °C i 2,5 °C en aquest punt, amb el màxim a l'estiu i el mínim a novembre. En aquest mateix lloc, tot i la gran distància al naixement del riu (uns 640 km), van mostrar que s'observaven encara els efectes de l'origen de l'aigua sobre la temperatura. Les crescudes causades per la fusió del gel i neu produeixen un descens de la temperatura de l'aigua. Tanmateix, les crescudes originades per pluges no tenen un efecte tan clar sobre la temperatura de l'aigua.

Arrúe & Alberto (1986), a més, van obtenir relacions entre la temperatura, l'amplitud tèrmica mitjana anual i l'altitud dels rius de la conca de l'Ebre. A partir d'aquestes regressions van poder observar que una sèrie de rius presentaven unes temperatures més altes de les esperades. En el cas del Jalón i el Jiloca van apuntar que la causa era la presència de deus termals a la zona. Igualment succeïa amb els rius Martín i Guadalupe, si bé en aquest cas també hauria estat possible un efecte d'escalfament per part dels embassaments presents en aquests rius.

4.1.2 Sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix

El comportament tèrmic dels embassaments de Mequinensa i Riba-roja és bastant ben conegut gràcies als diferents estudis de seguiment de la qualitat de l'aigua encarregats per la CHE (Limnos, 1996; URS 2002; Infraestructura y Ecología, 2003; Infraeco, 2006), a algun estudi de l'ACA (ACA, 2003), a diverses tesines d'especialitat i tesis realitzades a l'ETSECCPB (Miguel,

1993; Perucho, 1994; Martí, 1997; Roura, 2004) i a alguns estudis destinats a l'estudi del musclo zebrat (Armengol *et al.*, 2003; Navarro *et al.*, 2006). Com tants altres embassaments de la zona temperada, l'embassament de Mequinensa presenta un cicle estacional consistent en una estratificació tèrmica que comença a la primavera, amb un màxim a l'estiu, i uniformitat vertical de temperatures a partir de la tardor i durant l'hivern. L'estratificació estival és més important en la zona més profunda i més pròxima a la presa (URS, 2002). En aquesta zona, durant l'època d'estratificació les temperatures en superfície poden ser de 24-27 °C, mentre que en profunditat són de 14-16 °C (Limnos, 1996; URS 2002; Infraestructura y Ecología, 2003; Infraeco, 2006). La termoclina es troba al voltant dels 14-25 m de profunditat (URS, 2002; Infraeco, 2006). Per sota de la termoclina, a l'hipolímnion, aquesta estratificació pot donar lloc a aigües anòxiques amb presència de SH₂ (Limnos, 1996; URS, 2002; Infraeco, 2006). En ple hivern les temperatures mínimes poden ser de l'ordre de 5-9 °C (Miguel, 1993; Infraeco, 2006). Roura (2004) va realitzar una simulació del comportament tèrmic i hidrodinàmic de l'embassament mitjançant el model DYRESM. Els seus resultats mostren que l'estratificació s'inicia a finals de juny i és màxima a finals de setembre. A partir de llavors l'embassament es va desestratificant fins que al gener es troba totalment barrejat.

L'embassament de Riba-roja presenta un fenomen d'estratificació poc marcada a l'estiu, de forma que les temperatures en superfície poden ser de 24-27 °C i, en profunditat, 18-21 °C (Limnos, 1996; URS, 2002). La termoclina se situa entre els 14-21 m de profunditat (URS, 2002; Infraeco, 2006). En aquesta època de l'any, l'aigua que entra a l'embassament de Riba-roja és més freda que l'aigua que prové del Segre i del Cinca que també hi desemboquen gairebé pel mateix lloc. En conseqüència, l'aigua de l'Ebre, més densa, s'enfonsa i l'aigua del Segre i Cinca queda en superfície (Armengol *et al.*, 2003; Navarro *et al.*, 2006). L'aigua en profunditat pot ser anòxica (Limnos, 1996; URS, 2002; Infraeco, 2006). A l'hivern, les temperatures són uniformes en profunditat amb valors mínims al voltant dels 11 °C (Infraeco, 2006).

Aigües avall de l'embassament de Riba-roja es troba la presa de Flix, que pel baix temps de residència de l'embassament (unes hores) actua més bé com un gran assut que com una presa. En conseqüència, l'embassament de Flix es troba completament barrejat, excepte prop de la presa en què hi ha una lleugera estratificació en superfície (Armengol *et al.*, 2003).

4.1.3 El tram inferior de l'Ebre

Miravall (1997) va fer un estudi històric sobre fenòmens meteorològics a Tortosa en què s'hi incloïen les riuades i les gelades que havia sofert el riu al seu pas per Tortosa des del segle XV (Taula 4.1). És de remarcar que en la majoria d'ocasions les gelades es produïen en els mesos de desembre i gener. Així mateix, de l'anàlisi d'aquestes dades es pot concloure que les gelades presentaven un període de retorn d'uns 30 anys en el període comprès entre el 1442 i el 1891. El fet que no hi haja hagut més gelades del riu des de 1891 es pot relacionar amb la fi de la Petita Edat del Gel, que va durar del segle XIV a mitjans del segle XIX aproximadament.

Taula 4.1: Cronologia de les gelades de l'Ebre al seu pas per Tortosa des del s. XV fins al segle XX. Font: Miravall (1997)

Cronologia de les gelades de l'Ebre (s. XV-XX)	
finals de desembre de 1442	11 de gener de 1709
1-2 de gener de 1447	1712
12 de desembre de 1506	11 de gener de 1766
29 de desembre de 1573	10 de gener de 1784
1590	29 de desembre de 1788
30 de desembre de 1624	7 de gener de 1789
1649	13 de desembre de 1829
11 de gener de 1694	17 de gener de 1891

FECSA (1978) presenta les temperatures màximes i mínimes mensuals de l'aigua de l'Ebre a Ascó durant l'any 1974 (Figura 4.3) i, per tant, amb anterioritat a la posada en marxa de les centrals. Probablement aquestes dades es troben entre les mesures de temperatura més antigues disponibles en el tram inferior de l'Ebre, ja que les primeres dades de la xarxa COCA en aquest tram, en concret a les estacions de Tortosa i Flix, són d'octubre de 1974. Les dades mostren un cicle anual clar, amb oscil·lacions anuals de 20 °C. Les temperatures mínimes es van donar al desembre-gener, variant entre 6 °C i 11 °C, i les màximes a l'agost, variant entre 22 °C i 26 °C. Les màximes oscil·lacions mensuals de temperatura es van registrar el mes de març, amb una oscil·lació de 8 °C.

Figura 4.3: Temperatura màxima i mínima mensual de l'aigua de l'Ebre a Ascó durant l'any 1974. Font: FECSA (1978)

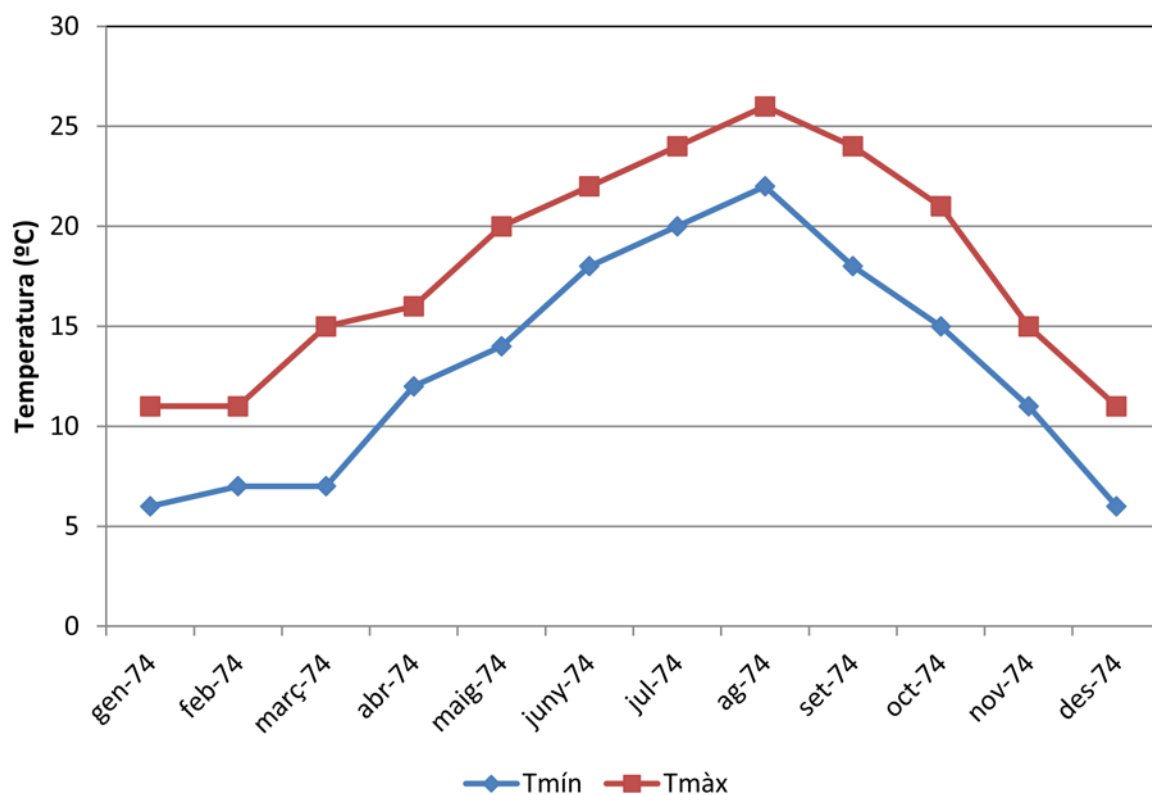
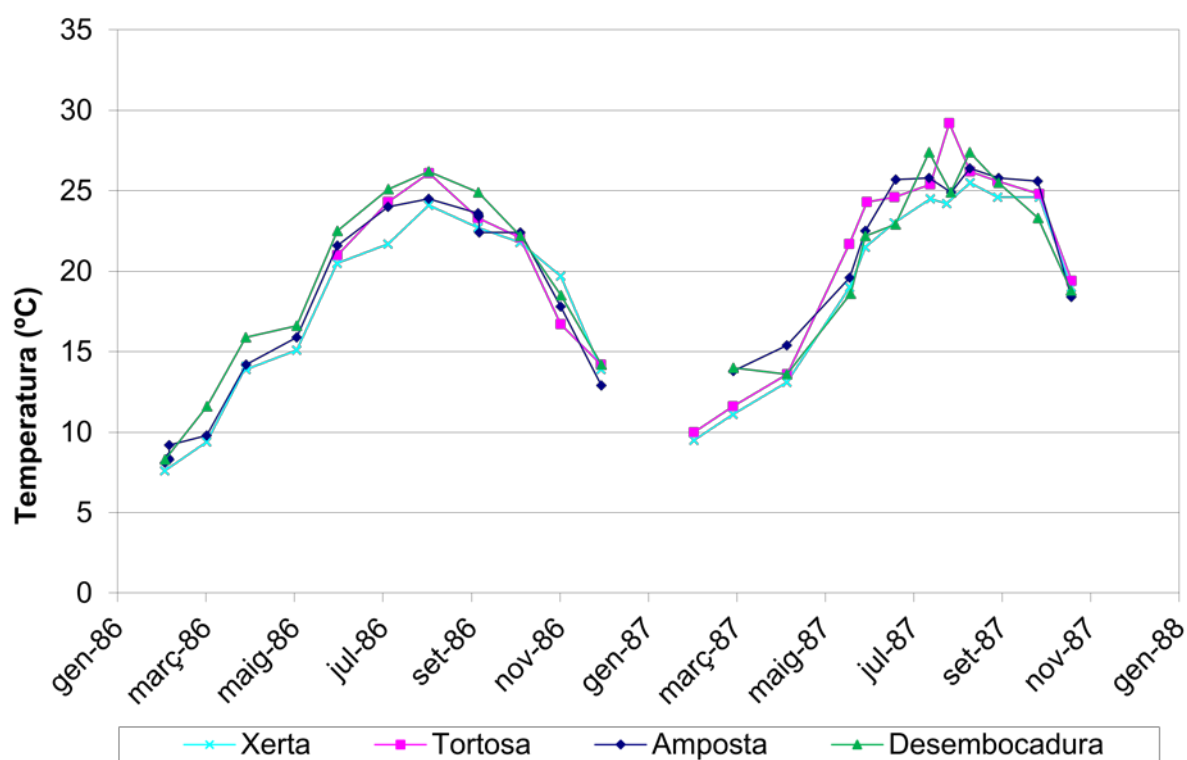


Figura 4.2: Temperatura de l'aigua en el tram inferior de l'Ebre en els anys 1986-87. Font: Muñoz (1990)



La temperatura de l'aigua de l'Ebre aigües avall dels embassaments, entre Xerta i la desembocadura, va ser mesurada per Muñoz (1990) durant els anys 1986-87 amb una periodicitat mensual (Figura 4.2). Aquestes mesures mostraven un cicle anual clar, amb mínimes de 7-8 °C al gener-febrer i màximes de 24-29 °C a l'estiu. Així mateix, l'amplitud tèrmica anual estaria al voltant dels 16-18 °C. Les diferències que s'observen entre les diferents estacions podrien ser degudes al fet que les mesures es prenen en el mateix dia en les diferents estacions, però a diferents hores.

Els intercanvis de calor entre l'aigua del riu i l'entorn aigües avall dels embassaments va ser estudiat en el tram entre Flix i la central nuclear d'Ascó per Dolz *et al.* (1994) l'estiu de 1990, i per Val (2003) en els estius de 1998, 1999 i 2000. Pel que fa a l'anàlisi del balanç tèrmic per als mesos d'hivern no ha estat realitzada fins a la present tesi. En valors mitjans diaris, les diferents components del balanç tèrmic a l'estiu del 2000 tenien el següent comportament (Val, 2003):

- la radiació solar tenia una certa variabilitat, si bé en general prenia valors al voltant de 200-300 W/m²;
- la radiació d'ona llarga incident es trobava entre els 350-400 W/m² i era bastant constant;
- la radiació d'ona llarga emesa per l'aigua era molt constant i es mantenia al voltant de – 410 W/m²;
- l'evaporació era variable, entre 0 i –150 W/m²;
- l'intercanvi de calor per conducció entre l'aire i l'aigua era reduït, sempre inferior als 50 W/m²;
- l'intercanvi de calor mig diari entre l'aigua i el substrat es va suposar que era nul.

En conjunt, l'intercanvi diari de calor entre l'aigua i l'entorn consistia la major part del temps en un guany d'uns 200 W/m².

Una de les aportacions de Dolz *et al.* (1994) i Val (2003) és el mètode utilitzat per estimar l'intercanvi de calor entre l'aigua i el substrat en escales temporals inferiors a un dia. Aquests autors parteixen del fet que l'intercanvi de calor entre l'aigua i l'entorn, H_T , en un tram de riu de longitud L i amplada efectiva W es pot posar com

$$H_T = H_A + H_b = \frac{\Delta T Q C_w \rho_w}{WL} \quad (1)$$

on H_A i H_b són el flux de calor intercanviat entre l'aigua i l'atmosfera i el substrat, respectivament; ΔT és la variació de la temperatura de l'aigua en el tram considerat, Q és el cabal, C_w és la calor específica de l'aigua i ρ_w és la densitat de l'aigua. Llavors si aïllem, tenim

$$H_b = \frac{\Delta T Q C_w \rho_w}{WL} - H_A \quad (2)$$

Però el problema amb què es trobaven Dolz *et al.* (1994) i Val (2003) era determinar el valor de l'amplada efectiva del riu W . Per solucionar-ho, van prendre períodes en què el cabal era aproximadament constant, i van suposar que la calor intercanviada entre l'aigua i el substrat al llarg d'un període d'un dia o d'un número enter de dies era nul, quedant

$$\sum_{i=1}^n H_b(t_i) = \sum_{i=1}^n \left[\frac{\Delta T(t_i) Q C_w \rho_w}{WL} - H_A(t_i) \right] \approx 0 \quad (3)$$

on n és un número de mesures, espaiades amb un interval de temps Δt , corresponents a un número enter de dies, i $t_i = i\Delta t$ és l' i -èssim instant de temps. Llavors, com que W és constant, es pot estimar a partir de l'Eq. (3) com

$$W \approx \frac{\sum_{i=1}^n \frac{\Delta T(t_i) Q C_w \rho_w}{L}}{\sum_{i=1}^n H_A(t_i)} \quad (4)$$

Una vegada determinat el valor de W es pot substituir a l'Eq. (2) per obtenir H_b . Val (2003) va obtenir valors de W pròxims a la realitat, al voltant de 140 m, en el tram comprès entre Flix i Ascó. Pel que fa als valors 10-minutals de H_b estimats, en alguns moments del dia podien sobrepassar els 200 W/m² (Val, 2003) o fins i tot els 400 W/m² (Dolz *et al.*, 1994). Ara bé, aquest mètode presenta alguns inconvenients. El primer, com ja remarcava Val (2003), és la necessitat d'assegurar la validesa de la hipòtesi de l'Eq. (3). Aquesta hipòtesi és acceptable si tant la temperatura mitjana com l'amplitud tèrmica diàries es mantenen aproximadament constants al llarg de la sèrie de dies estudiada. L'altre és el fet que tots els errors de mesura o

d'estimació de les variables que intervenen en l'Eq. (2) s'acumulen en l'estimació d' H_b . Val (2003) ja apuntava a l'error en l'estimació del cabal.

4.2 Alteracions del règim tèrmic de l'Ebre o dels seus afluents

4.2.1 Conca de l'Ebre

En la conca de l'Ebre són diversos els casos d'alteració del règim tèrmic que han estat estudiats. Comprenen a més diverses tipologies d'alteració: centrals nuclears, efluents urbans, embassaments.

L'efecte de la central nuclear de Santa María de Garoña sobre la temperatura de l'aigua va ser estudiat per Alberto & Arrúe (1986) amb dades dels anys 70. L'ús de l'aigua del riu per a la refrigeració d'aquesta central nuclear tenia com a conseqüència l'elevació de la temperatura del riu en uns 2-3 °C. Segons aquests autors l'equilibri tèrmic entre aigua i aire no es recupera fins al cap de 150 km, a Mendavia. Aquests autors van detectar també un escalfament de 1,7 °C de la temperatura mitjana anual de l'aigua del riu Zadorra al seu pas per Vitoria, que estaria causat pels efluents urbans i industrials d'aquesta ciutat.

Així mateix, Alberto & Arrúe (1986) van observar a partir de la comparació de la temperatura mitjana anual a l'entrada i la sortida de diferents embassaments de la conca que aquests produïen un augment de la temperatura mitjana anual de l'aigua. En canvi, García de Jalón *et al.* (1988) van observar una reducció de la temperatura a l'estiu a causa de la presència d'un embassament de poca capacitat en el riu Cinca aigües amunt d'Ainsa. Les baixes temperatures van tenir com a conseqüència la reducció en la diversitat d'espècies presents en el riu per l'eliminació d'espècies termòfiles. A més, poden haver contribuït a la baixa taxa de creixement i productivitat de la població de truites.

A llarg termini, es va observar una tendència a l'augment de la temperatura de l'aigua en el període 1955-1978, a Escatrón, en el tram mitjà de l'Ebre (Alberto & Arrúe, 1986). Aquest increment es va atribuir a una suma de factors actuant en diferents punts de la conca: embassaments, usos urbans i industrials, centrals nuclears, reg...

4.2.2 El tram inferior de l'Ebre

4.2.2.1 Efecte dels embassaments

L'efecte del sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix sobre la temperatura de l'aigua ha estat estudiat per diversos autors. Alberto & Arrúe (1986) en el seu ampli estudi del règim tèrmic de l'Ebre i de les seues alteracions van observar que l'embassament de Mequinensa feia augmentar la temperatura mitjana anual de l'aigua de l'Ebre en 1,8 °C, comparant la temperatura ponderada pel cabal a l'entrada i a la sortida de l'embassament. Després de l'embassament de Riba-roja la temperatura mitjana anual de l'aigua disminuïa en 0,1 °C i en creuar l'embassament de Flix tornava a augmentar en 0,3 °C.

Pel seu costat, Dolz *et al.* (1994) van observar que la temperatura de l'aigua a l'entrada de l'embassament de Mequinensa era uns 5-7 °C superior a la mesurada a la sortida de l'embassament de Flix l'estiu de 1990. Així mateix van veure que l'aigua s'escalfava una mica en passar pels embassaments de Riba-roja i Flix. Van observar també un desfasament de la temperatura de l'aigua a la sortida de Flix respecte la temperatura de l'aigua a l'entrada de l'embassament de Mequinensa, que van atribuir a l'efecte dels embassaments.

En la seva tesi, Val (2003) també va estudiar l'alteració produïda pel sistema d'embassaments. Els seus resultats mostraven un comportament diferencial dels embassaments al llarg de l'any, escalfant l'aigua a l'hivern i refredant-la a l'estiu. Així mateix s'observava una reducció del rang de temperatures diàries aigües avall dels embassaments.

4.2.2.2 Efecte de la central nuclear d'Ascó

L'aigua alliberada per la central nuclear té una temperatura superior a la del riu i, en conseqüència, una menor densitat. Això fa que sure sobre l'aigua del riu formant una ploma tèrmica al llarg d'un 2-3 km fins a barrejar-se completament amb l'aigua del riu (Limnos, 1997). A l'estiu, aigües avall del punt de barreja s'han observat increments de la temperatura de l'aigua al voltant dels 3 °C (DEHMA, 1990; Limnos, 1997). Limnos (1997) i Ibáñez (1998) van analitzar els efectes d'aquest vessament tèrmic sobre les comunitats biològiques del riu Ebre l'estiu de 1997, sense resultats conclouents. La major part de les espècies del riu són euritermes i no es va superar el rang de tolerància a la temperatura en el període d'estudi, si bé algunes espècies

(*Dugesia*, *Hydropsyche exocellata*) haurien pogut ser afavorides per l'increment de temperatura (Limnos, 1997).

4.3 Justificació

Com s'ha explicat en el capítol 2, la temperatura de l'aigua té una influència important en la vida dels organismes d'aigua dolça i la seua alteració pot tenir importants efectes sobre les seues poblacions. Per exemple, Muñoz & Prat (1994) van observar una uniformitat temporal en les poblacions de molts dels macroinvertebrats bentònics en el riu Ebre. Segons aquests autors, això podria ser causat per la regulació fluvial, que causa una uniformització de les característiques ecològiques del riu, incloent la reducció de la variabilitat tèrmica de l'aigua causada pels embassaments. Si tenim en compte que el tram de riu Ebre situat sota els embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix té un elevat interès natural i que presenta en general bons hàbitats per a la fauna aquàtica (Limnos, 1998), el coneixement del seu règim tèrmic i de les seues alteracions és important per dur a terme una millor gestió d'aquest espai. En concret, ens centrarem en unes poques espècies amb un interès particular, ja siga per les molèsties o canvis ambientals que ocasionen (mosca negra, musclo zebra, macròfits), pel seu caràcter d'espècie en perill d'extinció (musclo de riu) o pel seu caràcter d'indicador de bona qualitat de l'aigua (palometa).

4.3.1 La palometa

La palometa *Ephoron virgo* és un efemeròpter de la família *Polymitarcyidae* present en diferents punts de la conca de l'Ebre incloent-hi el seu curs inferior (Muñoz & Prat, 1994; Ibañez *et al.*, 1991; Puig, 1999; Torralba Burrial & Ocharan, 2004). És una espècie que necessita una alta concentració d'oxigen dissolt a l'aigua, per la qual cosa és molt sensible a la contaminació. La palometa es caracteritza per presentar emergències massives a finals d'estiu. La fase aèria, durant la qual es realitza la fecundació del ous, dura només unes poques hores. Les femelles dipositen els ous a la superfície de l'aigua. Aquests s'enfonsen i romanen en estat de diapausa fins després de l'hivern. L'eclosió es produeix cap a finals d'abril o maig (Ibañez *et al.*, 1991; Kureck & Fontes, 1996).

D'una banda, la temperatura de l'aigua condiciona la concentració d'oxigen de l'aigua, paràmetre al qual la palometa és molt sensible. De l'altra, com en altres insectes, el seu cicle

vital està influenciat de forma important per la temperatura. S'ha observat que els ous d'*Ephoron* necessiten un període de fred per entrar en diapausa (Watanabe, 1998), de forma que l'elevació artificial de la temperatura a la tardor i hivern per causa de la presència d'embassaments pot dur a una reducció de la seua població (Lehmkuhl, 1972; Ward *et al.*, 1986). A més, la longitud del període d'eclosió després de l'exposició a baixes temperatures disminueix amb majors temperatures. En rius amb temperatures hivernals més calentes, temperatures relativament calentes són més eficients en el desenvolupament de la diapausa (Watanabe, 1998). D'altra banda, per *E. shigae*, una palometa del Japó, la data d'emergència depèn dels graus-dia acumulats en els mesos de juliol i agost (Watanabe *et al.*, 1999). En *E. virgo* l'emergència es produeix després de l'acumulació de 827 graus-dia (Cid *et al.*, 2008).

4.3.2 El musclo de riu

Són diverses les espècies de bivalves d'aigua dolça presents en el curs inferior del riu Ebre. Així hi trobem els unionoides *Margaritifera auricularia*, *Anodonta cygnea*, *Psilunio littoralis*, *Unio elongatulus* i els esferiíds *Pisidium amnicum*, *P. casertanum* i *P. hibernicum* (Altaba, 1992a, 1992b, 1992c). D'aquestes espècies, la més amenaçada és *M. auricularia*, protegida per la legislació europea i catalogada com a espècie en perill d'extinció. Originàriament es trobava en els grans rius d'Europa occidental i del Magrib, però actualment es troba només en el curs inferior de l'Ebre (Altaba, 1997) i en una localitat del Canal Imperial d'Aragó (Araujo & Ramos, 2000). Les causes del seu declivi han estat la sobrepesca i la destrucció del seu hàbitat (Altaba, 1992a).

M. auricularia és un bivalve de gran mida, fins a 20 cm, i longevitat que viu enterrat en els sediments del llit del riu. Tanmateix, en els margaritifèrids la longevitat i la mida estan inversament relacionats amb la temperatura, de forma que a major temperatura menor és la longevitat i la mida (Bauer, 1992).

En *Margaritifera* la temporització de la producció dels ous està determinada per un efecte de sumació tèrmica (Hastie & Young, 2003). En canvi, l'alliberament dels gloquidis és degut a algun tipus de senyal ambiental. Variacions brusques de la temperatura o del nivell del riu poden incitar l'alliberament dels gloquidis prematurament (Hastie & Young, 2003). En *M. auricularia* el pas de gloquidis a juvenils es dona després de l'acumulació de 690 graus-dia (Araujo &

Ramos, 2000). D'altra banda, a baixa temperatura, les taxes metabòlica i de creixement són menors i la longevitat augmenta (Bauer, 1992).

4.3.3 *Dreissena polymorpha*

El musclo zebra (*Dreissena polymorpha*) és un petit mol·lusc de fins a 2-3 cm de llargària amb una coloració a franges, per la qual cosa ha rebut aquest nom. És una espècie invasora originària dels mars Negre i Caspi amb una gran capacitat de dispersió i que pot formar colònies extenses en forma de tapisssos molt densos. Va ser detectada per primera vegada a la conca de l'Ebre el 2001 (Grup de Natura Freixe, 2003). Sembla ser que va ser introduït a l'embassament de Riba-roja, des d'on es va estendre a altres zones de la conca. El setembre de 2008 *D. polymorpha* es trobava en nombrosos embassaments de la conca, incloent el sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix i algun embassament de capçalera (Sobrón). Així mateix, es trobava en gran part de l'eix principal del riu, des de Mendavia fins prop de la desembocadura.

Els creixements espectaculars a què pot arribar el musclo zebra poden ocasionar importants alteracions de l'ecosistema: un augment de la transparència de l'aigua, la cobertura de grans

Figura 4.4: Musclo zebra colonitzant una superfície de plàstic submergida



superfícies de la llera del riu amb la conseqüent exclusió competitiva d'altres espècies, infestació de les nàïades autòctones, disminució de la concentració d'oxigen a l'aigua, etc. (Grup de Natura Freixe, 2003; URS, 2007). A la vegada, també ha donat lloc a perjudicis a les instal·lacions que fan ús de l'aigua del riu com són les instal·lacions de presa d'aigua per a abastament (Faió, Mancomunitat Fabara-Nonasp), els sistemes de refrigeració de la central nuclear d'Ascó, dels sistemes de turbinat de les centrals hidroelèctriques (Riba-roja), la infraestructura de regadiu (rec de Benissanet), etc. (Grup de Natura Freixe, 2003; Cia & Fargas, 2005; Pérez & Chica, 2005). D'altra banda, el seu ràpid creixement i la seua elevada capacitat de dispersió fan que siga molt difícil d'eliminar i és per això que s'han creat grups d'estudi per tractar el problema tant a la CHE com a ENDESA i la central nuclear d'Ascó. En el període 2001-2005 el cost total de la invasió produïda pel musclo zebrat s'estima en 2,7 milions d'euros (Pérez & Chica, 2005). Entre gener de 2003 i setembre de 2006 la CHE va invertir un total de 340.000 € en la realització d'activitats d'estudi i lluita contra aquesta espècie (CHE, 2006). Els requeriments tèrmics de *D. polymorpha* es resumeixen en la Taula 4.2.

Taula 4.2: Requeriments tèrmics de *D. polymorpha*. A partir de Palau *et al.* (2003) i URS (2007)

	Temperatura (°C)
Supervivència	0-32
Alimentació	5-30
Creixement	10-25
Creixement (òptim)	18-20
Reproducció	10-28
Reproducció (òptim)	15-17

4.3.4 La mosca negra

Des de l'any 2005 s'han enregistrat quantitats importants de mosca negra (*Simulium erythrocephalum*) en les poblacions pròximes al riu Ebre. La fase larvària d'aquest simúlid té lloc

dins l'aigua. L'adult s'alimenta de la sang de vertebrats, produint picades doloroses. En determinats casos, es poden produir atacs massius dels simúlids a persones i animals, produint importants molèsties a les poblacions riberenques. Aquests atacs estan relacionats amb la presència important de macròfits i les altes temperatures (González, 1990), raons que també s'han adduït en el cas del riu Ebre.

4.3.5 Macròfits

En els últims anys, en el tram inferior del riu Ebre hi ha hagut episodis d'importants creixements de macròfits que generen molèsties notòries. En concret, són d'especial rellevància els problemes generats pels macròfits per obturació de l'entrada del canal de captació de la central nuclear d'Ascó, que han obligat a parar els reactors de la central en alguna ocasió (p. ex. CSN, 2005), els problemes per a la navegació fluvial (Borbís, 2005a, 2005b) i la disminució de la capacitat dels canals de reg, per causa de l'augment de la resistència al flux. És per això que s'ha proposat l'ús de crescudes controlades per eliminar els macròfits (Palau *et al.*, 2004; Batalla *et al.*, 2006).

Les espècies de macròfits més abundants en el tram estudiat són *Myriophyllum spicatum*, *Potamogeton pectinatus* i *Ceratophyllum demersum* (Limnos, 1997; Palau *et al.*, 2004; Batalla *et al.*, 2006). Aquestes espècies tenen temperatures òptimes bastant altes (Taula 4.3): 28,3 °C per a *P. pectinatus* i 32,2 °C per a *M. spicatum* (Santamaría & van Vierssen, 1997). Tanmateix, són més sensibles a les característiques químiques d'aigua i al règim hidrològic (Ali *et al.*, 1995). En conseqüència, les altes temperatures afavoreixen el creixement de macròfits si a més es dona la condició que els cabals i la velocitat de l'aigua siguin reduïts. Precisament, Palau *et al.* (2004) apunten a la reducció de la magnitud i freqüència de les riuades i l'estabilització de cabals com a

Taula 4.3: Temperatura òptima de tres espècies de macròfits submergits. Font: Santamaría & van Vierssen (1997)

Espècie	Temperatura òptima (°C)
<i>Lemna minor</i>	32,5
<i>Myriophyllum spicatum</i>	32,2
<i>Potamogeton pectinatus</i>	28,3

causa possible d'aquests creixements de macròfits. D'altra banda, una major transparència de l'aigua, que fa que la llum arribi fins al fons del riu, també n'afavoreix el creixement. Justament, segons Ibáñez *et al.* (2006) una altra causa possible per aquests creixements massius podria ser la reducció del fòsfor dissolt a causa de la instal·lació de depuradores, cosa que comporta una reducció del fitoplàncton del riu i, per tant, una major transparència de l'aigua.

Figura 4.5: Macròfits aquàtics al meandre de Flix, 2 de juny de 2005



4.4 Referències

- ACA (2003) *Caracterització i propostes d'estudi dels embassaments catalans segons la Directiva 2000/60/CE del Parlament Europeu*. Departament de Medi Ambient, Barcelona. 212 p.
- ALBERTO, F. & ARRÚE, J.L. (1986) Anomalías térmicas en algunos tramos de la red hidrográfica del Ebro. *Anales de la Estación Experimental Aula Dei*, 18 (1-2), 91-113.
- ALI, M. M.; HAMAD, A. M.; SPRINGUEL, I. V.; MURPHY, K. J. (1995) Environmental factors affecting submerged macrophyte communities in regulated waterbodies in Egypt. *Archiv für Hydrobiologie*, 133 (1), 107-128.
- ALTABA, C. R. (1992) Les nàiades (*Mollusca: Bivalvia: Unionoida*) dels Països Catalans. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural*, 60 (Secc. Zool. 9), 23-44.
- ALTABA, C. R. (1992) Els esferíids (*Mollusca: Bivalvia: Sphaeriidae*) dels Països Catalans. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural*, 60 (Secc. Zool. 9), 45-76.
- ALTABA, C. R. (1992) La distribució geogràfica i ecològica dels bivalves d'aigua dolça recents dels Països Catalans. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural*, 60 (Secc. Zool. 9), 77-103.
- ALTABA, C. R. (1997) Al límit de l'extinció: *Margaritifera auricularia* (Bivalvia: Unionoida). *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural*, 65, 137-148.
- ARAUJO, R. & RAMOS, M. A. (2000) Status and conservation of the giant European freshwater pearl mussel (*Margaritifera auricularia*) (Spengler, 1793) (Bivalvia: Unionoidea). *Biological Conservation*, 96, 233-239. doi: 10.1016/S0006-3207(00)00075-6.
- ARMENGOL, J.; BACARDIT, M.; CAPUTO, L.; GALLEGOS, M.A.; NAVARRO, E. (2003) *Ecologia aquàtica del embassaments de Mequinensa, Ribarroja i Flix*. Universitat de Barcelona, Barcelona. 27 p.
- ARRÚE, J.L. & ALBERTO, F. (1986) El régimen térmico de las aguas superficiales de la Cuenca del Ebro. *Anales de la Estación Experimental Aula Dei*, 18 (1-2), 31-50.
- BATALLA, R. J.; VERICAT, D.; PALAU, A. (2006). Sediment transport during a flushing flow in the lower Ebro River. En: *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems (Proceedings of a symposium held in Dundee, UK, July 2006)*, IAHS Publ., 306.
- BAUER, G. (1992) Variation in the life span and size of the freshwater pearl mussel. *The Journal of Animal Ecology*, 61 (2), 425-436.
- BERBÍS, S. (2005a) L'excés d'algues dificulta el reg i la navegació a l'Ebre. *El Periódico*, 12 juny 2005, p. 50.
- BERBÍS, S. (2005b) La maledicció de les algues. *El Periódico*, 21 juliol 2005, p. 50.
- CHE (2006) *Resumen de las actuaciones llevadas a cabo por la Confederación Hidrográfica del Ebro en la lucha contra el mejillón cebra*. Comisaría de Aguas, CHE, Zaragoza. 6 p.
- CID, N.; IBÁÑEZ, C.; PRAT, N. (2008). Life history of the burrowing mayfly *Ephoron virgo* (Olivier, 1791) (Ephemeroptera: Polymitarcyidae) in the lower Ebro River: a comparison after 18 years. *Aquatic Insects*, 30 (3), 163-178. doi: 10.1080/01650420802010356.
- CIA, I. & FARGAS, D. (2005) *Prospecciones y ensayos realizados en el embalse de Mequinensa en relación a la invasión del mejillón cebra (Dreissena polymorpha)*. Anhidra SL, Lleida. 45 p.
- CONSEJO DE SEGURIDAD NUCLEAR (2005). *Notificación de suceso en la central nuclear de Ascó I y II (Tarragona)*. Nota de premsa, 30 de setembre de 2005.

- DEPARTAMENT D'ENGINYERIA HIDRÀULICA, MARÍTIMA I AMBIENTAL (DEHMA) (1990) *Estudio del comportamiento térmico del río Ebro en el tramo C. N. Ascó – Pas de l'Ase*. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 44 p.
- DOLZ, J.; PUERTAS, J.; HERRERO, E. (1994) Water temperature alteration downstream from a reservoir. The Ebro River case (Spain). En: *18th International Congress on Large Dams*, Durban, 211-216.
- FECSA (1978) *Las Centrales de Ascó y el río Ebro*. Fuerzas Eléctricas de Cataluña, Secretaría del Departamento de Construcción y Equipos, Barcelona. 28 p.
- GARCÍA DE JALÓN, D.; MONTES, C.; BARCELO, E.; CASADO, C.; MENES, F. (1988) Effects of hydroelectric scheme on fluvial ecosystems within the Spanish Pyrenees. *Regulated Rivers: Research & Management*, 2, 479-491. doi: 10.1002/rrr.3450020402.
- GONZÁLEZ, G. (1990) *Sistemática y ecología de los Simuliidae (Diptera) de los ríos de Catalunya y de otras cuencas hidrográficas españolas*. Tesis Doctoral, Facultat de Biologia, Universitat de Barcelona, Barcelona.
- GRUP DE NATURA FREIXE (2003). *Localització i avaluació de l'extensió de la invasió biològica per musclo zebra (Dreissena polymorpha) a l'Ebre l'any 2002*. Direcció General de Boscos i Biodiversitat. 56 pp.
- HASTIE, L.C. & YOUNG, M.R. (2003) Timing of spawning and glochidial release in Scottish freshwater pearl mussel (*Margaritifera margaritifera*) populations. *Freshwater Biology*, 48, 2017-2117. doi: 10.1046/j.1365-2427.2003.01153.x.
- IBÁÑEZ, C. (1998) *Anàlisi i conclusions dels resultats de l'estudi dels efectes de l'abocament tèrmic de la central d'Ascó sobre les comunitats biològiques*. Departament de Medi Ambient, Junta de Sanejament, Barcelona. 22 p.
- IBÁÑEZ, C.; ESCOSA, R.; MUÑOZ, I.; PRAT, N. (1991) Life cycle and production of *Ephoron virgo* (Ephemeroptera: Polymitarcidae) in the lower river Ebro (NE Spain). En: J. Alba-Tercedor & A. Sanchez-Ortega (eds.) *Overview and strategies in Ephemeroptera and Plecoptera*, Sandhill Crane Press, New York.
- IBÁÑEZ, C.; PRAT, N.; DURAN, C.; PARDOS, M.; MUNNÉ, A.; GINEBREDÀ, A.; TIRAPU, LL.; ANDREU, R.; CAIOLA, N.; CID, N.; SÁNCHEZ, R. (2006). Changes in dissolved nutrient loading in the lower Ebro River. *XIII Congreso de la Asociación Española de Limnología. Libro de Resúmenes*, Asociación Española de Limnología, Barcelona, Espanya, p. 48.
- INFRAECO (2006) *Ejecución de trabajos relacionados con los requisitos de la Directiva Marco (2000/60/CE) en el ámbito de la Confederación Hidrográfica del Ebro referidos a: elaboración del registro de zonas protegidas, determinación del potencial ecológico de los embalses, desarrollo de programas específicos de investigación*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza.
- INFRAESTRUCTURA & ECOLOGÍA (2003) *Seguimiento de la calidad de las aguas en embalses de zonas sensibles*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza.
- KURECK, A. & FONTES, R. J. (1996) The life cycle and emergence of *Ephoron virgo*, a large potamal mayfly that has returned to the River Rhine. *Archives für Hydrobiologie Supplement*, 113, 319-323.
- LEHMKUHL, D.M. (1972) Change in the thermal regime as a cause of reduction of benthic fauna downstream of a reservoir. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, 29, 1329-1332.
- LIMNOS (1996) *Diagnóstico y gestión ambiental de embalses en el ámbito de la Cuenca Hidrográfica del Ebro*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza.

- LIMNOS (1997) *Estudi dels efectes de l'abocament tèrmic de la central nuclear d'Ascó sobre les comunitats biològiques*. Núm. projecte CE017685, Junta de Sanejament, Barcelona, Espanya. 50 p.
- LIMNOS (1998) *Estudio de la calidad ecológica integral del río Ebro*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza. <http://oph.chebro.es/DOCUMENTACION/Calidad/estudios/calecolebro1998>
- MARGALEF, R. (1983) *Limnología*. Editorial Omega, Barcelona. 1010 p.
- MARTÍ, B. (1997) *Estudio de la estratificación térmica de los embalses aplicado al caso de Mequinenza*. Tesina d'Especialitat, ETSECCPB, UPC.
- MIGUEL, J. J. (1993) *Análisis de la estratificación térmica del embalse de Mequinenza*. Tesina d'Especialitat, ETSECCPB, Universitat Politècnica de Catalunya.
- MIRAVALL, R. (1997) *Flagells naturals sobre Tortosa. Riudes, gelades, aiguats i sequeres. Ventades i terratrèmols*. Columna Tresmall, Barcelona. 191 p.
- MUÑOZ, I. (1990) *Limnologia de la part baixa del riu Ebre i els canals de reg: els factors físico-químics, el fitoplàncton i els macroinvertebrats bentònics*. Tesi doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona.
- MUÑOZ, I. & PRAT, N. (1994) Macroinvertebrate community in the lower Ebro river (NE Spain). *Hydrobiologia*, 268, 65-78. doi: 10.1007/BF00008498.
- NAVARRO, E.; BACARDIT, M.; CAPUTO, L.; PALAU, T.; ARMENGOL, J. (2006) Limnological characterization and flow patterns of a three-coupled reservoir system and their influence on *Dreissena polymorpha* populations and settlement during the stratification period. *Lake and Reservoir Management*, 22 (4), 293-302.
- PALAU, A.; CÍA, I.; FARGAS, D.; BARDINA, M.; MASSUTÍ, S. (2003) *Resultados preliminares sobre ecología básica y distribución del mejillón cebra en el embalse de Riba-roja (río Ebro)*. ENDESA, Lleida. 43 p.
- PALAU, A.; BATALLA, R.; ROSICO, E.; MESEGUER, A.; VERICAT, D. (2004). Management of water level and design of flushing floods for environmental river maintenance downstream of the Riba-roja reservoir (Lower Ebro River, NE Spain). In: *HYDRO 2004- A new era for Hydropower*, Porto, Portugal, 18-20 octubre 2004.
- PÉREZ, L. & CHICA, C. (2005) *Valoración económica de la invasión del mejillón cebra en la cuenca del Ebro*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Comisaría de Aguas, Zaragoza. 66 p.
- PERUCHO, X. (1994) *Estudi del fenomen d'estratificació tèrmica de l'aigua i aplicació a diversos embassaments*. Tesina d'Especialitat, ETSECCPB, UPC.
- PUIG, M.A. (1999) *Els macroinvertebrats dels rius catalans*. Departament de Medi Ambient, Barcelona. 251 p.
- ROURA, M. (2004). *Incidència de l'embassament de Mequinenza en el transport de sòlids en suspensió i la qualitat de l'aigua del riu Ebre*. Tesi doctoral, Facultat de Biologia, UB, Barcelona. 145 p.
- SANTAMARIA, L.; VAN VIERSEN, W. (1997) Photosynthetic temperature responses of fresh- and brackish-water macrophytes: a review. *Aquatic Botany*, 58, 135-150. doi: 10.1016/S0304-3770(97)00015-6.
- TORRALBA BURRIAL, A. & OCHARAN, F. J. (2004) Distribución de *Ephoron virgo* (Ephemeroptera: Polymitarcyidae) en Aragón (NE de España). *Boletín de la S.E.A.*, 35, 203-206.
- URS (2002) *Actualización limnológica de embalses*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza.
- URS (2007) *El mejillón cebra en la cuenca del Ebro*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Comisaría de Aguas, Zaragoza. 41 p.
- VAL, R. (2003): *Incidencia de los embalses en el comportamiento térmico del río Ebro. Caso del sistema de embalses Mequinenza-Ribarroja-Flix en el río Ebro*. Tesi Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona. 196 pp.

- WARD, J.V.; ZIMMERMANN, H.J.; CLINE, L.D. (1986) Lotic zoobenthos of the Colorado system. In: B.R. Davies & K.F. Walker (eds.) *The ecology of river systems*, Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht. 793 p.
- WATANABE, N.C. (1998) Geographical variation in Japan in egg development of the mayfly, *Ephoron shigae* (Ephemeroptera: Polymitarcyidae). *Freshwater Biology*, 40, 245-254. doi: 10.1046/j.1365-2427.1998.00344.x.
- WATANABE, N.C.; MORI, I.; YOSHITAKA, I. (1999) Effect of water temperature on the mass emergence of the mayfly, *Ephoron shigae*, in a Japanese river (Ephemeroptera: Polymitarcyidae). *Freshwater Biology*, 41, 537-541.

5 VARIABILIDAD TEMPORAL EN EL COMPORTAMIENTO HIDRÁULICO DEL CURSO INFERIOR DEL RÍO EBRO¹

CORREO DE TORTOSA
DIARIO DE INTERESES MORALES Y MATERIALES, AVISOS Y NOTICIAS
Organo de la Comunidad Tradicionalista en la Provincia de Tarragona

Año III	Precios de suscripción	Redacción y Administración MERCADERES, & Jueves 22 de Septiembre de 1898.	Puntos de suscripción En la Administración del periódico, en la librería de D. Francisco Mestre y en casa de nuestros corresponsales La correspondencia al Director. No se devuelven originales.	Núm. 198
	En Tortosa, al mes. 4 peseta, Fuera trimestre. 3 pesetas. Extranjero, id. 7 id. Anuncios y comunicados, á precios convencionales.			

El río Ebro, que tan caudaloso baja durante los meses de invierno, lleva en la actualidad tan escasa corriente, que más parece un tranquilo lago que el primer río de España. En muchos puntos se vadea con la mayor facilidad, especialmente en las inmediaciones de Aldover y de Bitem, donde aquellos habitantes se comunican de este modo, aprovechando tan extraordinario estiaje.

5.1 Introducción

Los ríos son sistemas muy dinámicos desde diferentes puntos de vista (hidráulico, geomorfológico, biológico, etc.). De forma concreta, se trata de sistemas complejos en los que la modificación de algunas variables físicas afecta a procesos hidráulicos y geomorfológicos, así como a la comunidad de organismos fluviales. En otras ocasiones son los cambios en la comunidad biológica fluvial los que pueden afectar al comportamiento físico del sistema, como ocurre con el desarrollo de macrófitos. Cuando en el río se produce el desarrollo de una gran cantidad de macrófitos, tienen lugar cambios de intensidad variable en el funcionamiento

¹ Aquest capítol ha estat publicat. La referència és: Prats, J.; Dolz, J.; Armengol, J. (2009) Variabilidad temporal en el comportamiento hidráulico del curso inferior del río Ebro. *Ingeniería del Agua*, 16 (4), 259-272.

hidráulico. Esto es debido a que hacen aumentar la resistencia al flujo y, por tanto, hacen disminuir la velocidad del agua (Chambers *et al.*, 1991; Sand-Jensen, 1998; Wilcock *et al.*, 1999), dando lugar a un aumento en el nivel del agua para un mismo caudal (Wilcock *et al.*, 1999; Champion & Tanner, 2000). Como resultado de estos cambios se produce un incremento en la variabilidad de velocidades en una sección del cauce por la creación de zonas de baja velocidad del flujo donde se encuentran los macrófitos y zonas de mayor velocidad en las partes del cauce no afectadas (Sand-Jensen, 1998, Champion & Tanner, 2000). Por otra parte, los embalses también ejercen una importante regulación fluvial modificando el comportamiento hidráulico e hidrológico de los ríos (Petts, 1984; Batalla *et al.*, 2004).

En el río Ebro los embalses construidos en toda la cuenca (107 embalses de más de 1 hm³ y 7580 hm³ de capacidad total) producen una reducción muy importante del transporte de sedimentos (Guillén & Palanques, 1992; Ibáñez *et al.*, 1996; Roura, 2004; Vericat & Batalla, 2004; Négrel *et al.*, 2007) y la alteración del régimen hidrológico anual (Ibáñez *et al.*, 1996; Batalla *et al.*, 2004; Vericat & Batalla, 2004). Este efecto es mucho más importante en el tramo inferior del Ebro ya que la utilización de los embalses de Mequinenza, Riba-roja y Flix para la producción hidroeléctrica ocasiona importantes oscilaciones diarias del caudal (Ibáñez *et al.*, 1996; CHE, 2000; Val, 2003) y, en consecuencia, en el calado, la velocidad del agua y el hábitat disponible para los organismos. Todos estos cambios en el régimen de caudales en esta zona del Ebro, y concretamente la reducción de la frecuencia y entidad de las avenidas, la estabilización de caudales, y los procesos que tienen lugar en los embalses han favorecido la proliferación de macrófitos (Limnos, 1997; Champion & Tanner, 2000; Breugnot *et al.*, 2004; Palau *et al.*, 2004).

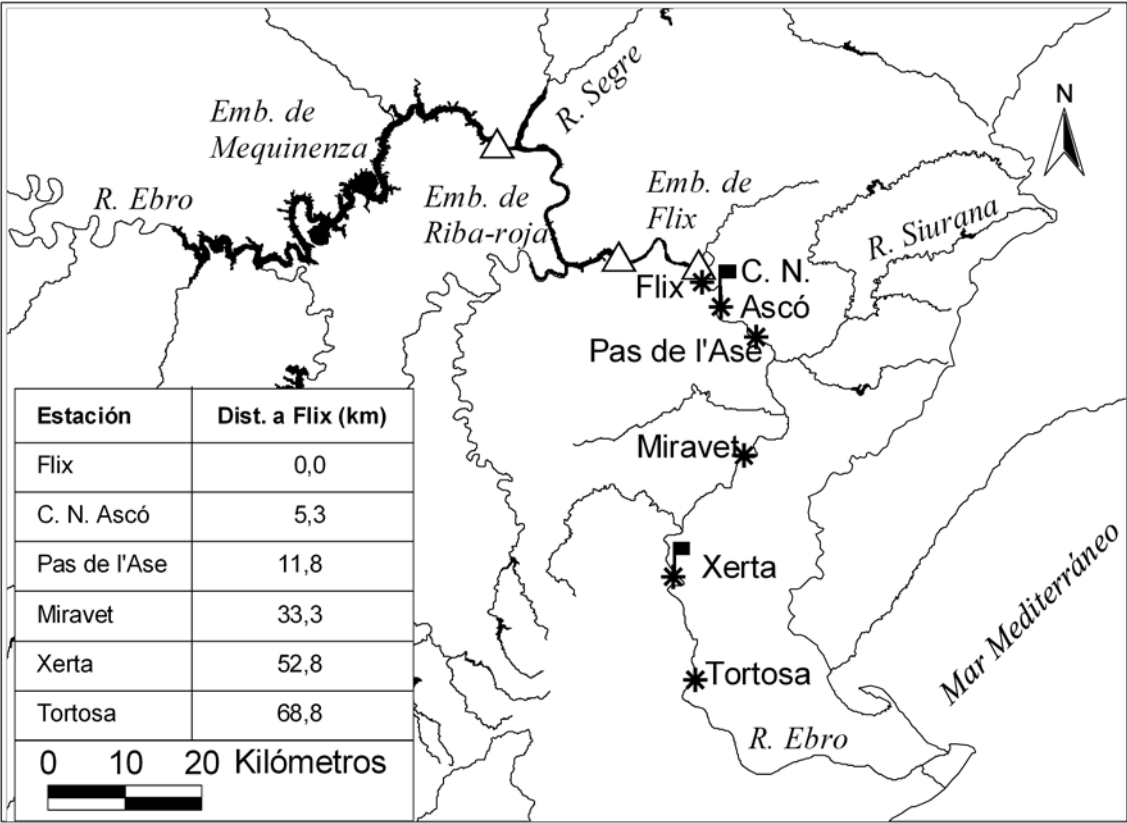
En los últimos años, en el tramo inferior del río Ebro, ha habido episodios de notables crecimientos de macrófitos y algas que dificultan la navegación y obturan las captaciones de agua. Las especies de macrófitos más abundantes en el tramo estudiado son *Myriophyllum spicatum*, *Potamogeton pectinatus* y *Ceratophyllum demersum* (Limnos, 1997; Palau *et al.*, 2004; Batalla *et al.*, 2006). De forma concreta se han producido obturaciones de la entrada del canal de captación de agua para la refrigeración de la central nuclear de Ascó obligando a parar los reactores en alguna ocasión (p. e. CSN, 2005). En otras ocasiones los macrófitos han reducido de forma notable la capacidad de los canales de riego, por causa del aumento de la resistencia al flujo. Para evitar estos problemas se han provocado crecidas desde los embalses para eliminar esta maleza acuática con resultados positivos (Palau *et al.*, 2004; Batalla *et al.*, 2006).

Los objetivos de este estudio son 1) analizar la variabilidad diaria y anual en el caudal del tramo inferior del Ebro como resultado de la actividad reguladora de los embalses en función de los diferentes usos del agua (hidroeléctrico, riego, refrigeración); y 2) estudiar la relación existente entre el comportamiento hidráulico del río (relación nivel-caudal, velocidad del agua y de los transitorios) y la proliferación de macrófitos.

5.2 Área de estudio

El tramo de río Ebro estudiado está comprendido entre el embalse de Flix y Tortosa y tiene una longitud de casi 70 km. El río Siurana, que entra por la margen izquierda, es el afluente más importante de esta zona si bien su caudal es insignificante con excepción de cuando se producen lluvias muy intensas en su cuenca.

Figura 5.1: Área de estudio. Se indican las ubicaciones de los puntos de medida (*), las presas (△) y los azudes (▬)



Como se puede ver en la Figura 5.1 la parte baja del río está regulada por los embalses Mequinenza, Riba-roja y Flix. Los dos primeros tienen una capacidad de 1500 hm³ y 220 hm³ y tiempos de residencia del agua de 1-2,5 meses y unos 9 días respectivamente. Por el contrario Flix tiene un volumen de 11 hm³ y el tiempo de residencia es de unas pocas horas, motivo por el cual tiene un comportamiento más propio de un río lento cuando es retenido por un azud.

Aguas abajo de la central hidroeléctrica de Flix se encuentran dos azudes. El primero está situado a unos 5 km de Flix (Figura 5.1), junto a la central nuclear de Ascó. Su principal función es la de derivar parte del caudal del río hacia el canal de captación de agua para el sistema de refrigeración de la misma (72,3 m³/s de concesión). Después de su uso, esta agua es retornada al río unos cientos de metros más abajo. El segundo azud, el de Xerta, se encuentra aproximadamente a 50 km de la central hidroeléctrica de Flix y es el punto en el que se inician los canales de riego de la margen derecha e izquierda del Ebro, siendo la concesión de caudal de 31 m³/s y 17 m³/s respectivamente. Como consecuencia de los embalses el caudal del río está fuertemente regulado, aunque sufre variaciones en función de la intensidad de las lluvias o de las sequías extremas. En la Tabla 5.1 se puede ver la variabilidad en el caudal medio anual medido en la estación de aforos de la Confederación Hidrográfica del Ebro en Tortosa. Aunque hay una gran variabilidad en el caudal medio anual, se considera que en los últimos años se ha producido una reducción del mismo, ya que para el periodo 1954-2003 este caudal fue de unos 400 m³/s, mientras que en los años 2000-2006 este valor se redujo a unos 300 m³/s.

Tabla 5.1: Caudal máximo y mínimo diario y caudal medio anual medido en Tortosa. [Fuente de los datos: Confederación Hidrográfica del Ebro (www.chebro.es)]

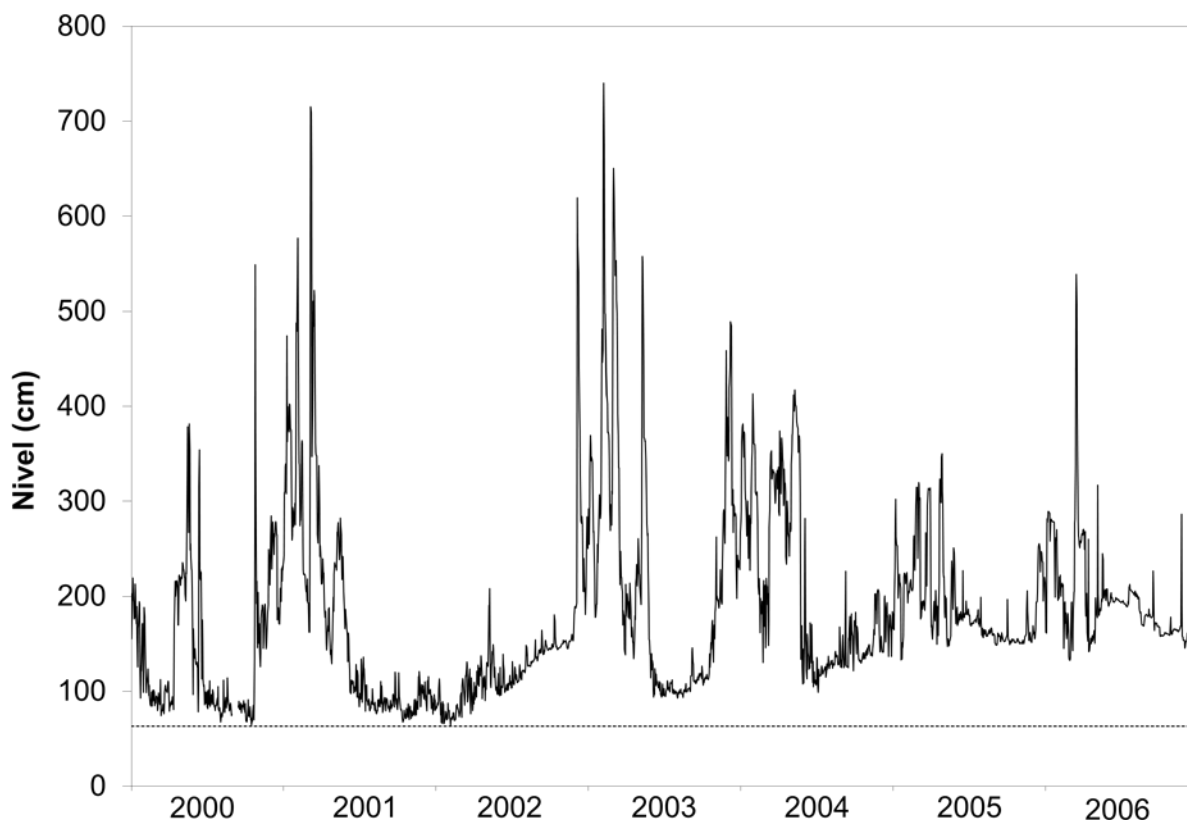
Año	Caudal máximo diario medido (m³/s)	Caudal mínimo diario medido (m³/s)	Caudal medio anual (m³/s)
2000	1697,0	54,7	244,2
2001	2368,8	92,8	343,0
2002	1346,3	86,0	170,8
2003	2475,2	82,0	437,0
2004	1053,0	83,2	374,9
2005	667,4	77,6	217,6
2006	1288,9	77,3	190,1

5.3 Material y métodos

5.3.1 Instrumentación y datos utilizados

En el tramo de río entre Flix y Tortosa se ha instalado una red de sensores de nivel y de temperatura. Las estaciones de medida se encuentran a la salida de la central hidroeléctrica de Flix, en la entrada del canal de captación de la central nuclear de Ascó, en el Pas de l'Ase, en el molino de Miravet e inmediatamente después del azud de Xerta (Figura 5.1). En cada punto se ha medido el nivel y la temperatura del agua excepto en el Pas de l'Ase, donde solo se ha medido la temperatura. Los sensores de temperatura utilizados son termistores pt100 con una precisión de 0,1 °C, mientras que el nivel se ha medido con transductores de presión con una precisión del 1,0 % entre -10 °C y 50 °C. Los sensores estaban acoplados a un registrador de datos Campbell

Figura 5.2: Nivel medio diario en Miravet para los años 2000 a 2006. Se muestra también el mínimo nivel medido (63,1 cm) como referencia. Las cotas son relativas

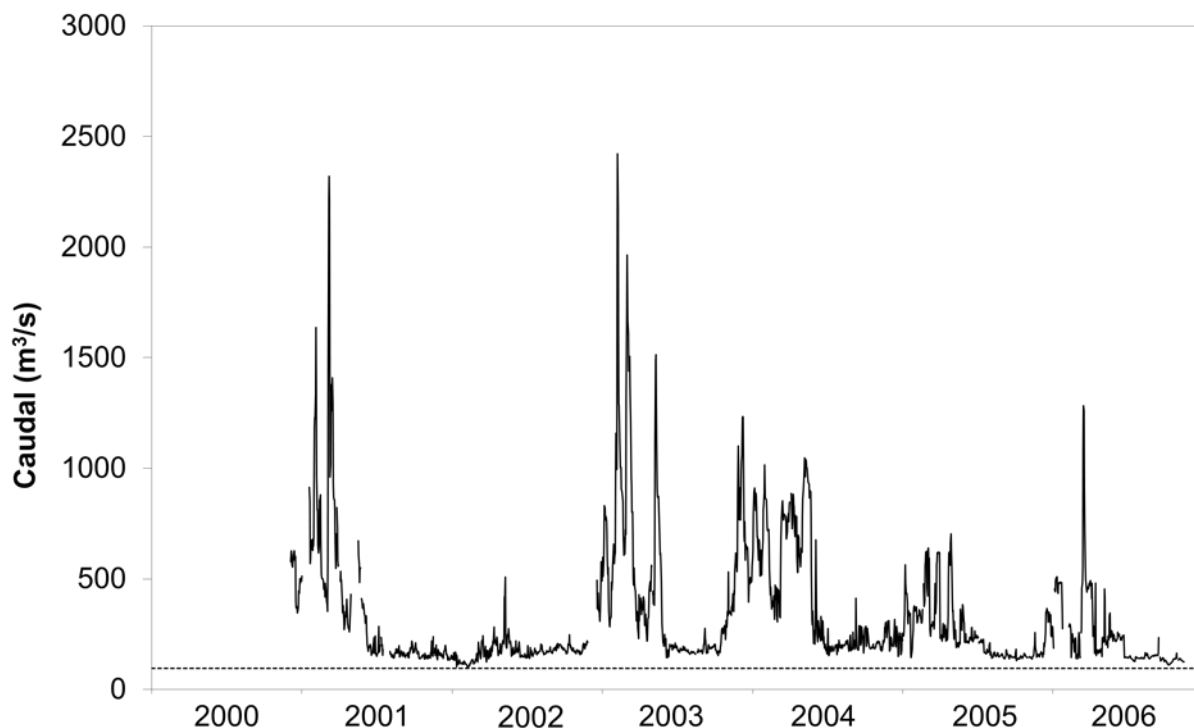


CR10X que recibía las medidas realizadas cada minuto y guardaba las medias a intervalos de 10 minutos.

Además de la información recogida en la red de muestreo, también se han utilizado datos de niveles y caudales proporcionados por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) en Tortosa y del caudal derivado hacia los canales de riego del Delta del Ebro (Figura 5.3). Para garantizar la calidad de los datos de caudal medidos en Tortosa la CHE recalibra la curva nivel-caudales cuando se observan discrepancias respecto de aforos directos o respecto de las medidas del caudal turbinado por la central hidroeléctrica de Riba-roja (CHE, com. pers.). Cabe indicar que, dada la poca capacidad de regulación del embalse de Flix (cuyo nivel se mantiene prácticamente constante), el caudal turbinado en Riba-roja puede considerarse idéntico al que circula aguas abajo de la presa de Flix.

Debido a que los intervalos de medición de caudal y nivel entre nuestra red, cada 10 minutos, y la de la CHE, cada 15 minutos, no coinciden, ha sido necesario realizar una transformación de los datos de la CHE. Para ello se ha hecho una interpolación de la serie para el periodo 2000-

Figura 5.3: Caudal medio diario del Ebro en Tortosa más el caudal derivado hacia los canales del Delta del Ebro. Se indica como referencia el caudal mínimo medido ($94,8 \text{ m}^3/\text{s}$)



2006 seguida de la transformación de la serie a datos diez-minutales prescindiendo de los vacíos de la serie originales, que nunca pasan de unos pocos días. En el caso de la serie de caudales derivados por los canales de riego se ha seguido el mismo método si bien la información es más escasa, ya que no se dispone de datos anteriores al 3 de diciembre de 2000.

5.3.2 Celeridad de onda

La celeridad de la onda es la velocidad con la que se transmite río abajo una variación de caudal y nivel, y suele ser más rápida que la velocidad media del agua. Para estudiar la celeridad de la onda, en el tramo inferior del Ebro se ha calculado el tiempo de desplazamiento de los transitorios de nivel entre diferentes puntos del tramo de río estudiado.

El método usado se inspira en el método utilizado por Val (2003) y consiste en calcular el coeficiente de correlación de series de nivel continuas (sin espacios vacíos en los datos) de 250 medidas (2490 min. o 41,5 h) entre dos estaciones para diferentes desfases temporales:

$$r_i = \text{correlación}[N_1(t), N_2(t + \Delta t_i)] \quad (1)$$

donde N_1 es la serie de niveles medida en la estación situada aguas arriba, N_2 es la serie de niveles de la estación aguas abajo y Δt_i son los diferentes desfases. Aquel desfase para el cual el coeficiente de correlación es máximo ha sido considerado como el tiempo de viaje de la onda siempre y cuando $r_i > 0,9$. Si $r_i \leq 0,9$ se rechazaba el valor. Cabe indicar que hay períodos de tiempo en los que los caudales son muy constantes y en estas condiciones el método no da buenos resultados por la baja correlación entre las series. Dividiendo la serie de datos en subseries de 250 medidas podemos obtener el tiempo de viaje para diferentes niveles, ya que la celeridad de la onda varía con el caudal. Una vez conocido el tiempo de viaje de la onda, es posible determinar su velocidad c dividiendo la longitud del tramo considerado por el tiempo que ha tardado la onda en cruzarlo.

5.3.3 Determinación del caudal

La relación nivel-caudal para la estación de Miravet se ha obtenido a partir de los caudales medidos por la CHE en Tortosa. Así el caudal en Miravet se ha calculado como la suma del

caudal del Ebro en Tortosa más los que se derivan por los canales del Delta de la Ebro en el azud de Xerta, corregidos teniendo en cuenta el tiempo que necesita el transitorio para desplazarse entre Xerta y Tortosa. A continuación, se ha comparado el nivel medio diario en Miravet con el caudal medio diario en Tortosa (más el caudal de los canales) con el correspondiente desfase temporal, calculado según el método explicado en el apartado anterior. La relación nivel-caudal obtenida para Miravet se ajustó mediante una función polinómica.

5.3.4 Velocidad del agua

La velocidad del agua se ha calculado para el tramo comprendido entre Pas de l'Ase y Miravet utilizando la temperatura del agua como trazador. De forma general, la temperatura del agua no se puede considerar un buen trazador ya que su valor se modifica a lo largo del tramo estudiado a causa del intercambio de calor con el entorno. Sin embargo, en ocasiones se producen paradas de los reactores de la central nuclear de Ascó que hacen bajar bruscamente la temperatura del agua. Cuando se produce uno de estos acontecimientos se puede detectar el efecto filtrando la serie de temperaturas mediante una media móvil de un día que elimina las variaciones diarias naturales.

En los casos en los que se han producido paradas en la C. N. de Ascó, la velocidad del agua se ha calculado mediante series de datos que comprendieran un intervalo de tiempo de una semana, elegidas de forma que la parada de los reactores quedase aproximadamente en la mitad del periodo elegido. De forma adicional, y para facilitar el cálculo, se han elegido periodos en los que no hubiera variaciones importantes en el caudal del río y en que las condiciones meteorológicas fueran estacionarias.

Como en el caso del tiempo de viaje de los transitorios, se calculó para qué desfase temporal entre las series de temperatura del agua en Pas de l'Ase y en Miravet era mayor el coeficiente de correlación. También en este caso la velocidad del agua es el resultado de dividir la distancia entre estas dos estaciones por el desfase temporal entre las dos series de temperatura.

Después del análisis detallado de toda la información disponible se han utilizado 11 series de datos que cumplieran todos los requerimientos señalados anteriormente y que están comprendidas entre el 4 de mayo de 2000 y el 30 de mayo de 2006.

5.4 Resultados

5.4.1 Caracterización del caudal del Ebro a diferentes escalas temporales

Para el estudio de la variabilidad del caudal en el tramo inferior del río Ebro se han utilizado los datos obtenidos por la CHE en la estación de aforo de Tortosa en el período 2000-2006 (Figura 5.3). Como se puede ver en la Figura 5.5, en la que se muestra la distribución de frecuencias de los caudales horarios para el periodo estudiado, la mayor parte del tiempo el caudal ha sido inferior a 250 m³/s, sobrepasándose raramente los 1000 m³/s.

El ciclo medio anual en el Ebro (Figura 5.4) es pluvionival como lo demuestra que los caudales más elevados se producen de diciembre a mayo como consecuencia de la combinación de lluvias otoñales y deshielo primaveral. No obstante, en el período estudiado ha habido una importante variabilidad interanual para estos meses, registrándose tanto caudales medios horarios inferiores

Figura 5.5: Distribución de frecuencias de los caudales horarios registrados en la estación de aforo de la CHE en Tortosa en el período 2000-2006

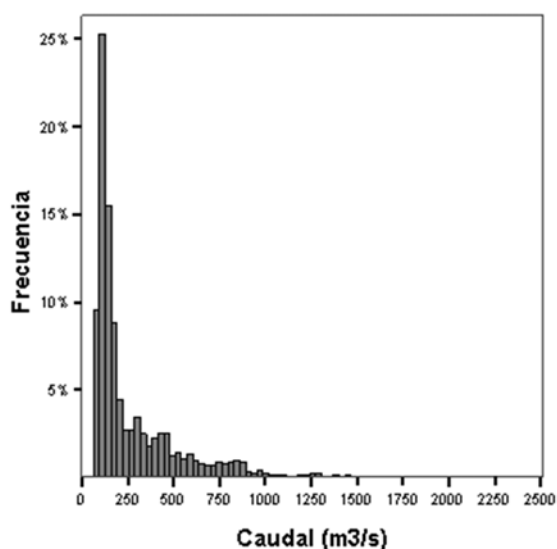
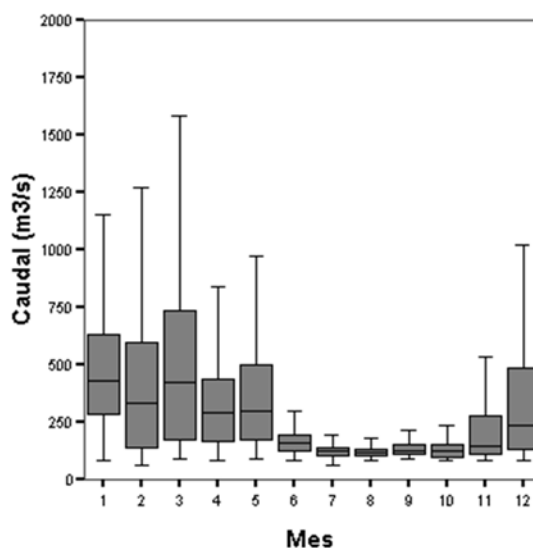


Figura 5.4: Boxplot de los caudales horarios medidos por la CHE en el período 2000-2006 en la estación de Tortosa en función del mes del año. Las cajas encierran los valores comprendidos entre el primer y tercer cuartil, y muestran la mediana. Los bigotes indican los valores comprendidos como máximo hasta 1,5 veces el rango intercuartílico por encima del tercer cuartil o por debajo del primer cuartil.



a los 250 m³/s durante gran parte del tiempo como superiores a los 1000 m³/s por cortos períodos de tiempo. De junio a octubre el caudal medio mensual ha estado alrededor de los 140 m³/s y raramente ha sido inferior a los 80 m³/s.

A pequeñas escalas de tiempo, semanal o diaria, las fluctuaciones en el caudal son importantes y en condiciones normales, es decir sin crecidas, están fuertemente condicionadas por el funcionamiento de las centrales hidroeléctricas. Así, a escala semanal los caudales no son uniformes (Figura 5.6). De martes a viernes los caudales medios son elevados y prácticamente idénticos, siendo significativamente menores de sábado a lunes. A escala diaria los caudales son mínimos a las 14-16 horas (hora solar) y máximos por la noche (Figura 5.7). La magnitud de estas variaciones diarias de caudal puede superar fácilmente los 100 m³/s (Figura 5.8), pudiendo darse que el caudal máximo diario sea el doble e incluso el triple del caudal mínimo (Figura 5.9).

Figura 5.6: Boxplot de los caudales horarios medidos por la CHE en la estación de Tortosa en función del día de la semana (Domingo = 1, Lunes = 2, ..., Sábado = 7). Período 2000-2006

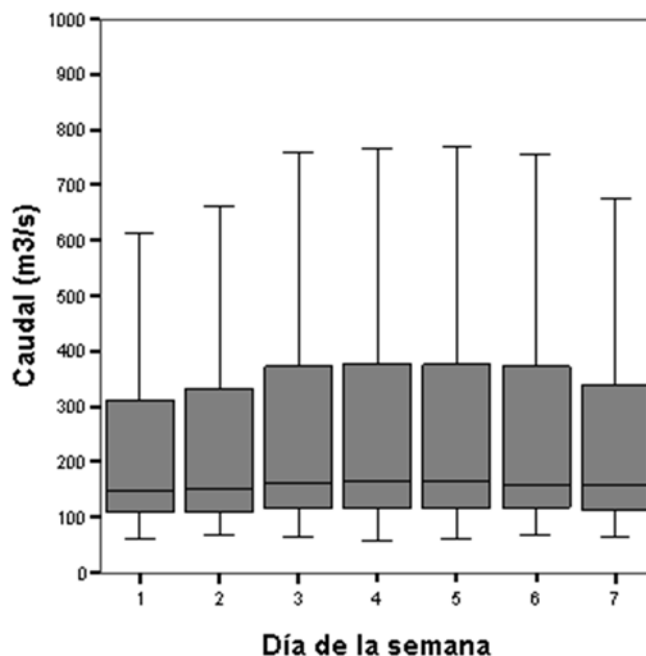


Figura 5.7: Boxplot de los caudales horarios medidos por la CHE en la estación de Tortosa en el período 2000-2006 en función de la hora del día (hora solar). Período 2000-2006

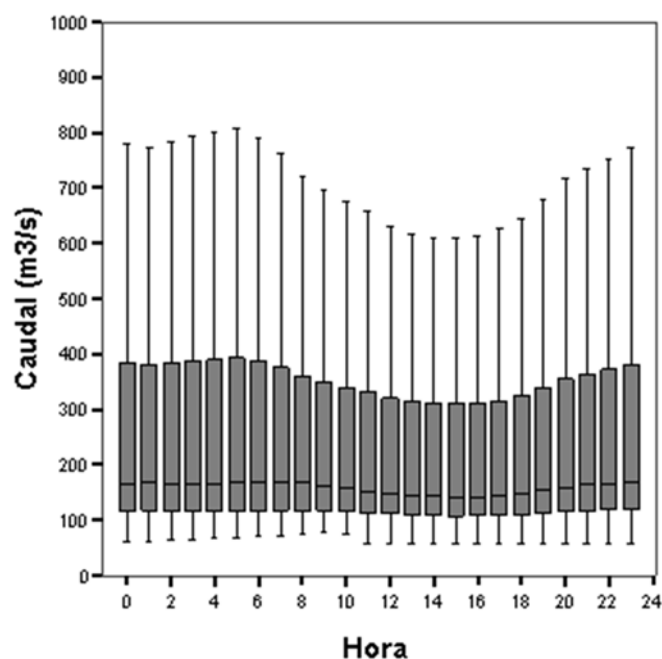


Figura 5.8: Boxplot de la variación diaria del caudal horario (caudal máximo menos caudal mínimo a lo largo del día) en función del mes del año. [Datos horarios de la CHE en Tortosa, años 2000-2006]

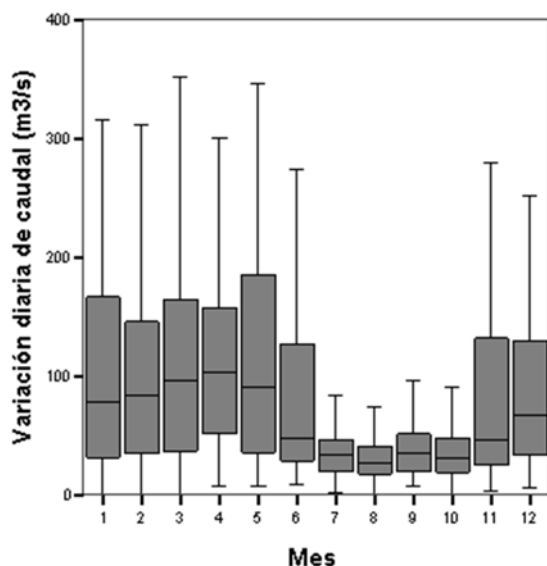
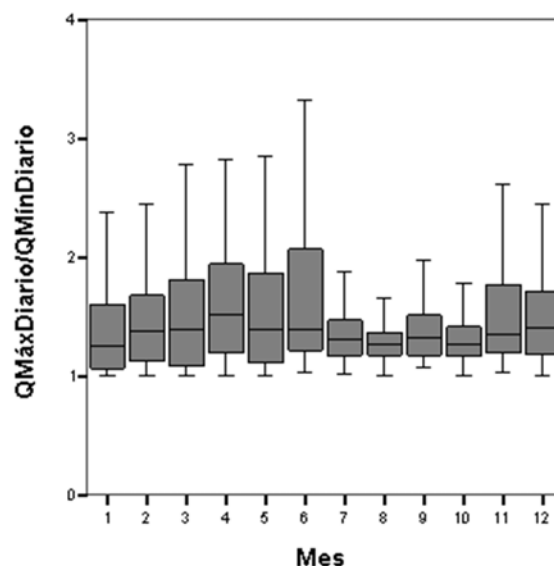


Figura 5.9: Boxplot de la variación diaria del caudal horario (caudal máximo entre caudal mínimo diario a lo largo del día) en función del mes del año. [Datos horarios de la CHE en Tortosa, años 2000-2006]



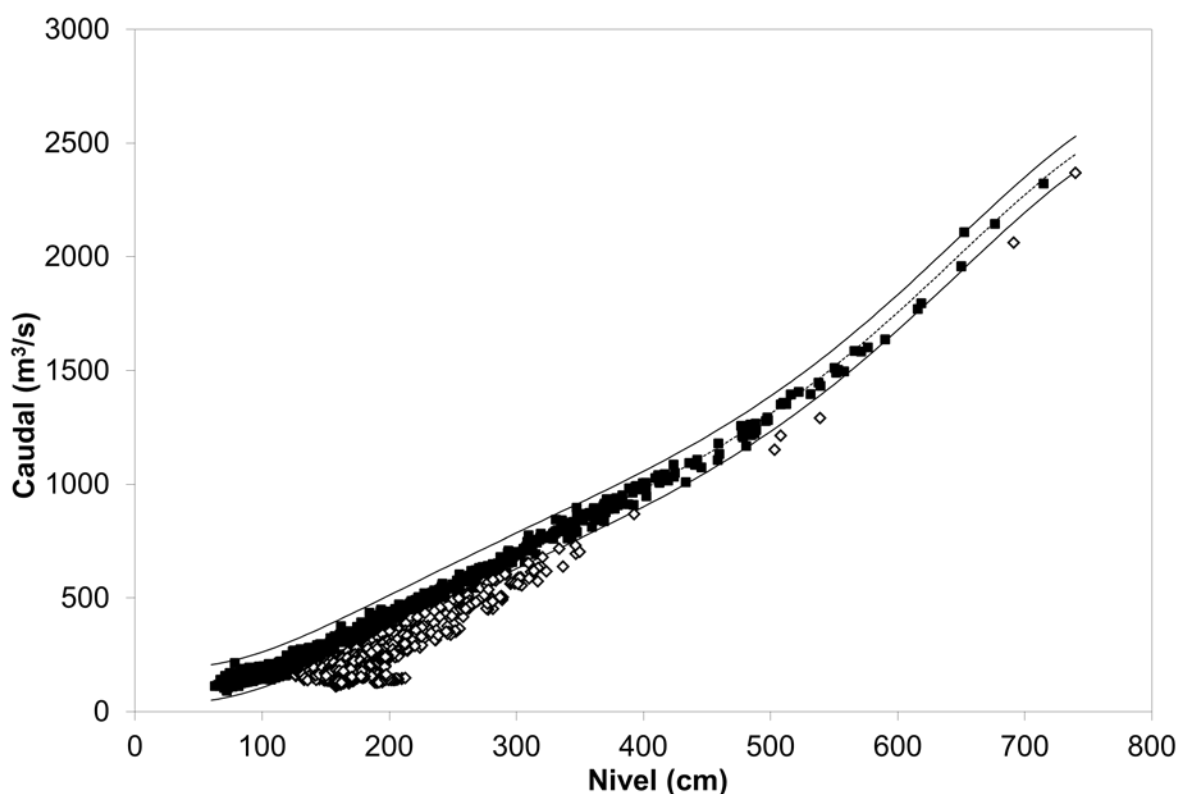
5.4.2 Comportamiento hidráulico del Ebro a lo largo del período de estudio

Cuando se comparan los niveles del agua en Miravet (Figura 5.2) con el caudal en Tortosa (Figura 5.3) se puede observar que hay un cambio en el comportamiento de los valores mínimos a lo largo del período estudiado. Mientras que los caudales mínimos son bastante parecidos de un año a otro, los niveles mínimos presentan una mayor variabilidad respecto a la que deberían tener si la relación nivel-caudal fuera constante. Esto indica que el río presenta un diferente comportamiento hidráulico, ya que hay ocasiones en las que para un mismo caudal el nivel del agua es superior. Las posibles causas de este comportamiento hidráulico son la modificación del cauce como consecuencia de la acumulación de sedimentos o el crecimiento de macrófitos. Como el tramo estudiado está situado aguas abajo de los embalses, y los estudios previos de Guillén & Palanques (1992), Ibáñez et al. (1996) y Roura (2004) han mostrado que los sedimentos son retenidos mayoritariamente en los embalses, se asume que los macrófitos son la causa de las variaciones del comportamiento hidráulico que se han detectado.

Para estudiar la variación en el tiempo de la relación nivel-caudal se ha utilizado una curva tipo que cumpliera dos condiciones principales: (1) que no se hubieran observado grandes masas de macrófitos en el río en el período para el cual se obtuviera la curva, y (2) que la variabilidad de nivel y caudal abarcara un rango suficientemente amplio. La curva tipo elegida ha sido la relación nivel/caudal obtenida para la serie de datos comprendida entre enero y octubre de 2001, ya que es a partir de octubre de ese año que se observan importantes masas de macrófitos en el Ebro (Batalla *et al.*, 2006). Además, en ese período el rango de caudales fue bastante amplio ya que estuvo comprendido entre 137 m³/s y 2320 m³/s.

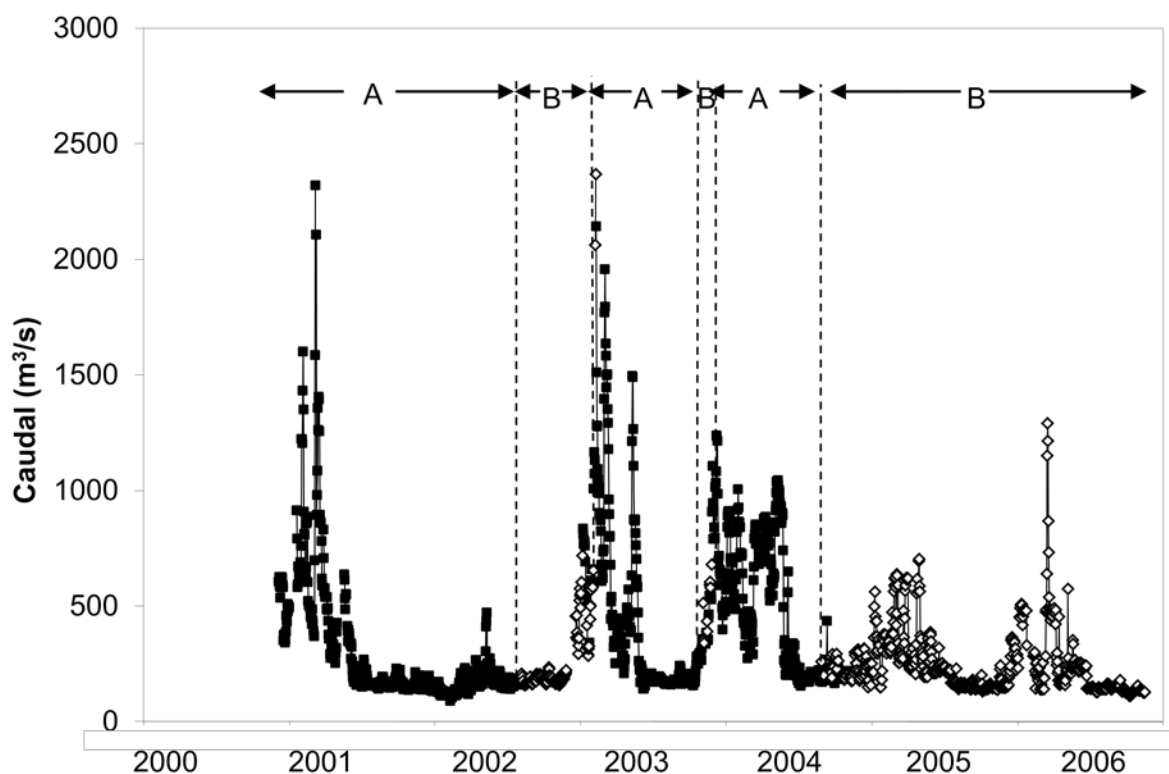
Las medidas del nivel medio diario en Miravet se han dividido en dos grupos en función de su concordancia con la curva tipo (Figura 5.10). El grupo A se ha definido como aquel para el cual la relación nivel-caudal sigue aquella de la curva tipo. Se han asignado al grupo B las medidas de nivel para las cuales esta relación no se cumple, siendo el nivel del agua mayor para un mismo caudal. Para ello se ha utilizado el criterio de que los datos tuvieran una desviación respecto de la

Figura 5.10: Relación nivel-caudal (valores medios diarios) en Miravet entre el 2000 y el 2006. El nivel se indica en cotas relativas. Se ha indicado con cuadrados negros el comportamiento de tipo A y con cuadrados blancos el comportamiento de tipo B. En trazo discontinuo se representa la curva tipo y en trazo continuo los límites utilizados para considerar un dato como perteneciente al grupo A



curva tipo mayor que la máxima desviación respecto de la misma observada en la serie de datos de referencia utilizada para definirla. Según esta clasificación el comportamiento A se da aproximadamente del 3 de diciembre de 2000 al 3 de agosto de 2002, del 5 de febrero al 30 octubre de 2003 y del 25 de noviembre de 2003 al 29 de agosto de 2004 (Figura 5.11). Anteriormente al 3 de diciembre no se disponen datos de los caudales derivados a los canales del Delta del Ebro y, por lo tanto, no es posible determinar el caudal para un determinado nivel en Miravet para esas fechas. Como muestra la Figura 5.11, se puede observar que el cambio del comportamiento A al B se produce en períodos de caudales bajos sin avenidas importantes, en general en verano u otoño. El cambio del comportamiento B al A se produce justo cuando hay avenidas importantes, como pasó por ejemplo al inicio del año 2003. La causa de estos cambios de comportamiento hidráulico muy probablemente se puede atribuir a la proliferación de macrófitos (cambio del comportamiento A al B) y su arrastre por las avenidas (comportamiento B al A). Precisamente, en coincidencia con los períodos con comportamiento de tipo B se observaron grandes masas de macrófitos en el río Ebro. En verano de 2002 la central nuclear de

Figura 5.11: Caudales medios diarios en Miravet. Se indican con diferentes símbolos los diferentes comportamientos hidráulicos observados en la Figura 5.10: A, cuadrados negros, y B, cuadrados blancos



Ascó sufrió paradas del reactor o bajadas de carga por causa de la presencia de macrófitos en el canal de captación de agua para refrigeración (CNA, com. pers.) y era notable la presencia de macrófitos en el río (Grup de Natura Freixe, 2003). Asimismo fue importante la presencia de macrófitos en los años 2005 y 2006 (La Veu de l'Ebre, 2006). Por otra parte, en agosto de 2003, unos meses antes del período de comportamiento B de noviembre del mismo año, se produjo una bajada de carga en la central nuclear de Ascó por una avalancha de algas (CNA, com. pers.).

La velocidad del transitorio propia de los dos comportamientos se puede ver en la Figura 5.12 en función del caudal y en la Figura 5.14 en función del nivel. Se observa que en el comportamiento B la velocidad del transitorio es más lenta que en el A. Una cosa semejante sucede con la velocidad del agua (Figura 5.13). Además, la Figura 5.10 muestra que para un mismo caudal el nivel del agua es más alto en el comportamiento B.

Figura 5.12: Velocidad del transitorio entre Miravet y Tortosa para los dos comportamientos observados A (cuadrados negros) y B (rombos blancos) en función del caudal. Los valores de los coeficientes son estadísticamente significativos al nivel del 0,001

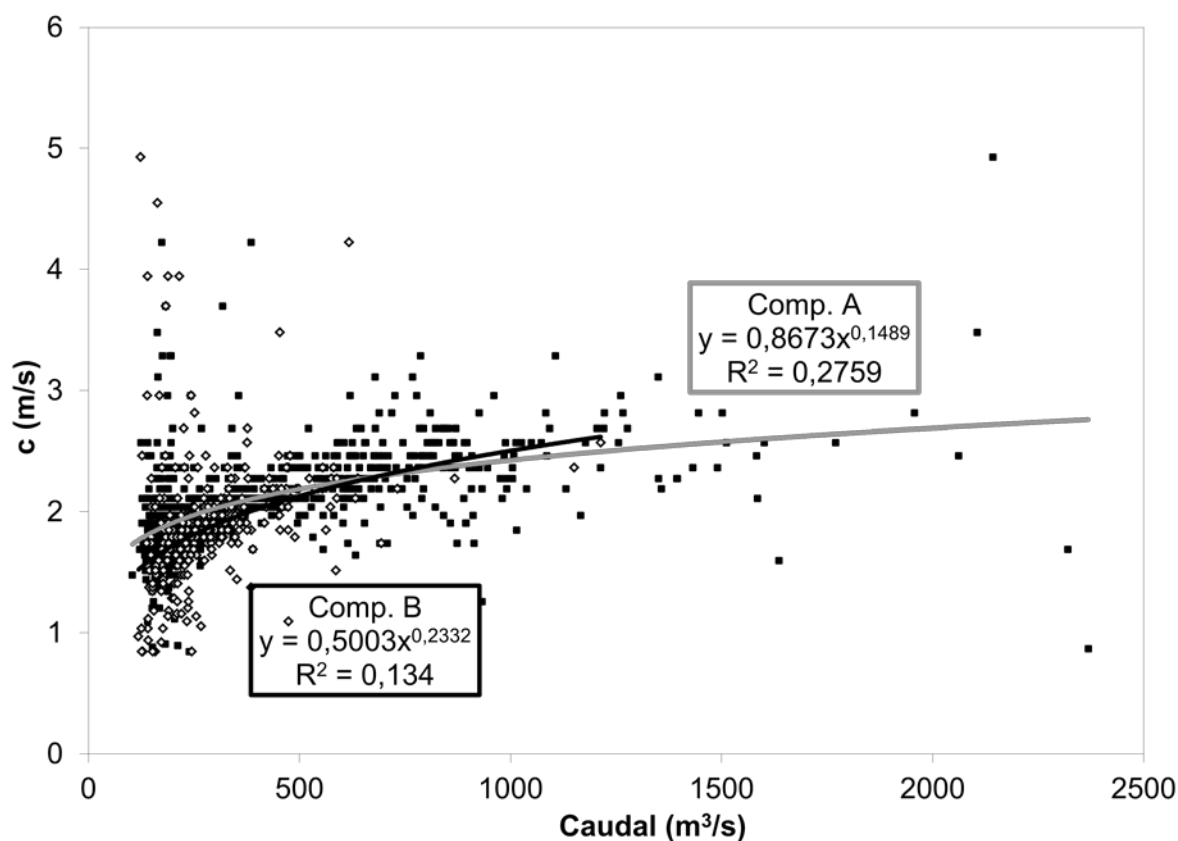


Figura 5.14: Velocidad del transitorio entre Miravet y Tortosa para los dos comportamientos observados A (cuadrados negros) y B (rombos blancos) en función del nivel. Los valores de los coeficientes son estadísticamente significativos al nivel del 0,001

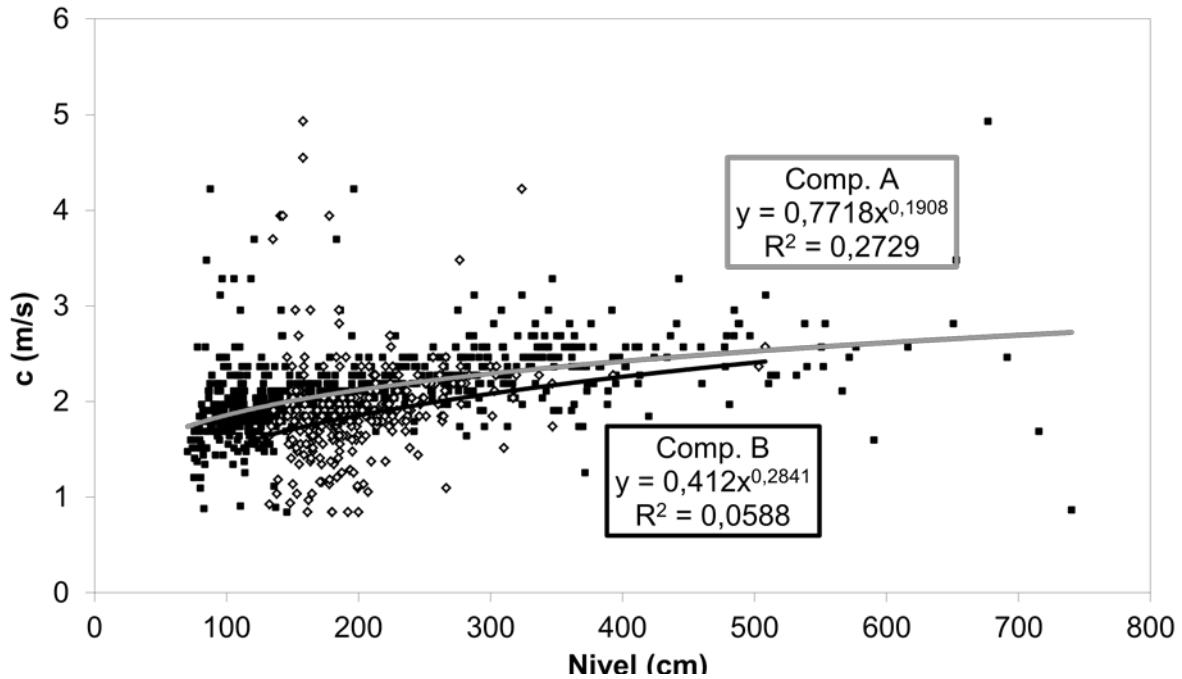
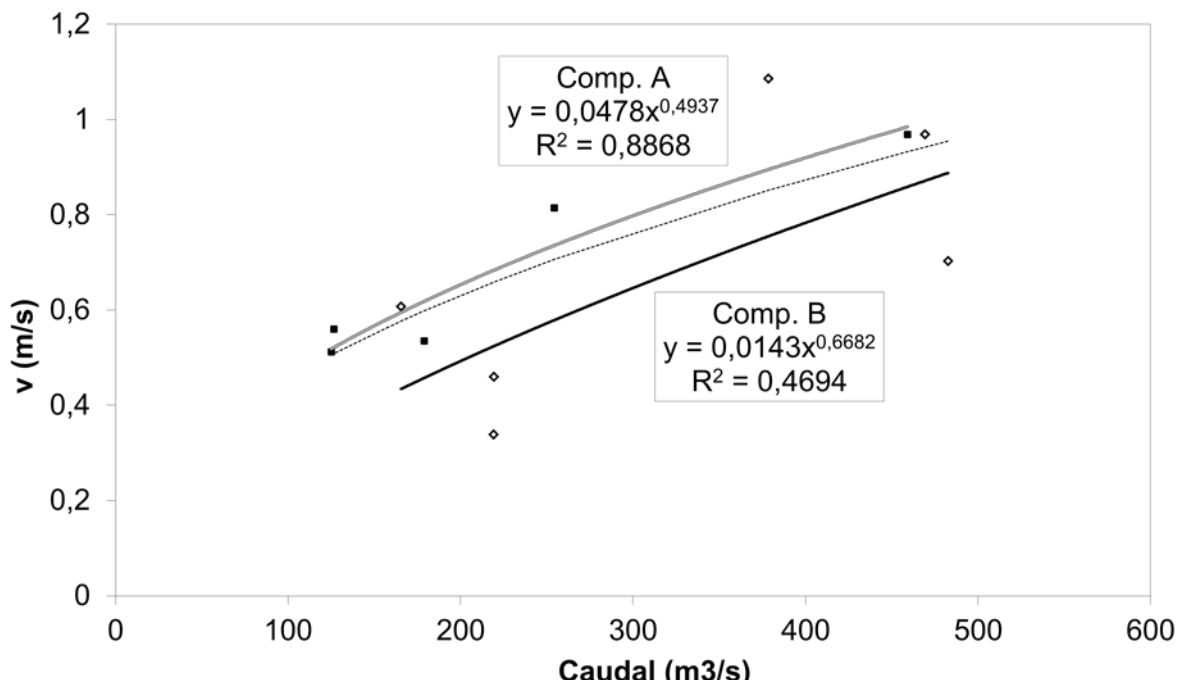


Figura 5.13: Velocidad del agua obtenida a partir de las paradas de la central nuclear en el tramo Pas de l'Ase-Miravet. Con los cuadrados negros se indica el comportamiento A, con cuadrados blancos el B y con línea discontinua la relación caudal-velocidad obtenida por Pujol & Sánchez-Cabeza (1999) en el mismo tramo



5.5 *Discusión*

5.5.1 Caracterización de los caudales del Ebro a lo largo del período de estudio

Entre las modificaciones en la dinámica fluvial del curso inferior del Ebro causadas por la presencia de embalses se encuentran los cambios en el régimen hidrológico anual. En la Figura 5.5 y la Figura 5.4 se observa que los caudales mínimos se mantienen por encima de un valor mínimo de $75 \text{ m}^3/\text{s}$ aproximadamente. Esto es debido a la necesidad de garantizar la concesión de la central nuclear de Ascó, necesaria para la refrigeración del reactor ($72,30 \text{ m}^3/\text{s}$), y la concesión para los canales del Delta del Ebro ($48 \text{ m}^3/\text{s}$). Otro de los efectos notables de la regulación ejercida por el sistema de embalses de Mequinzenza, Riba-roja y Flix es la variación del caudal del río en función de las necesidades de producción hidroeléctrica. Esto se traduce en menores caudales los días (festivos), con una menor demanda eléctrica (Figura 5.6), y menores caudales en las horas del día cuando la demanda eléctrica es menor (Figura 5.7). Asimismo, existen importantes variaciones de caudal a lo largo del día (Figura 5.8, Figura 5.9).

5.5.2 Comportamiento hidráulico del Ebro a lo largo del período de estudio

El estudio del comportamiento hidráulico del río Ebro a lo largo del período 2000-2006 ha permitido identificar dos patrones diferentes (Figura 5.10). Por una parte tenemos el comportamiento tipo A, que podríamos considerar el patrón ordinario. De la otra, encontramos el comportamiento B, en qué la velocidad del agua es menor y los niveles son mayores para un mismo caudal. Este segundo comportamiento se caracteriza también por presentarse en épocas de bajos caudales y ausencia de avenidas importantes. Val (2003) en su tesis doctoral observó ya que la curva nivel-caudal obtenida utilizando datos del período 1998-2000 daba unos resultados suficientemente precisos hasta mayo de 1999. Pero a partir de junio de 1999, las estimaciones de caudal eran significativamente superiores al caudal medido por la CHE. Este hecho probablemente también era debido a un cambio de comportamiento hidráulico como el observado en el presente estudio.

La información disponible permite considerar que estos cambios en las características hidráulicas del río son debidos a la proliferación de macrófitos, que hacen aumentar la fricción. Gurnell & Midgley (1994) observaron también cómo el crecimiento de macrófitos podía causar variaciones en la relación nivel-caudal. Hay que tener en cuenta que se trata de vegetales sumergidos que, en el caso del Ebro, se ha observado que pueden formar trenzas de hasta cuatro metros de longitud

(Royo, 2007), que pueden tener coberturas de hasta el 70 % en algunos tramos y llegar a biomásas de más de 1 kg/m² en peso fresco (Limnos, 1997).

En el año 2002 hubo diversas bajadas de carga o incluso paradas de los reactores de la central nuclear de Ascó por causa de la obturación de la captación de agua por parte de los macrófitos (CNA, com. pers.) y era visible la presencia de acúmulos de plantas acuáticas flotando río abajo en varios tramos del río (Grup de Natura Freixe, 2003). El año 2005 también se registraron paradas de la central nuclear por causa de los macrófitos (CSN, 2005). Aquel año se llegaron a extraer hasta 40 toneladas diarias de macrófitos del río y el año siguiente la problemática fue igualmente importante (La Veu de l'Ebre, 2006). Estos crecimientos masivos de macrófitos se suponen causados principalmente por la reducción de fósforo disuelto (Ibáñez *et al.*, 2008). La reducción de fósforo disuelto comporta una reducción del fitoplancton del río y, por lo tanto, un incremento de la penetración de la luz, lo que favorece el crecimiento de los macrófitos. Otras posibles causas que se han citado son la disminución de avenidas por efecto de los embalses, lo que reduciría el arrastre de macrófitos, o el incremento de la transparencia por la retención en los embalses de gran parte de los sólidos arrastrados por el río (Palau *et al.*, 2004). Las avenidas importantes tienen como consecuencia el arrastre de los macrófitos sumergidos (Champion & Tanner, 2000; Breugnot *et al.*, 2004). En el río Ebro los macrófitos se ven favorecidos en ausencia de avenidas (Limnos, 1997) y se ha demostrado como las avenidas pueden limpiar el lecho del río de macrófitos (Palau *et al.*, 2004; Batalla *et al.*, 2006).

Chambers *et al.* (1991) muestran que la biomasa y densidad de macrófitos están afectadas por la velocidad del agua, dándose menor biomasa y densidad a mayor velocidad del agua. En concreto, en los ríos estudiados por estos autores, de características semejantes a las del río Ebro, el crecimiento de macrófitos (*P. pectinatus*) está limitado a velocidades del agua menores de 1 m/s. Según la Figura 5.13 en el río Ebro la velocidad del agua para caudales menores que 400-500 m³/s es menor que 1 m/s. En los años con comportamiento tipo B, normalmente no se supera un caudal medio diario de 500 m³/s (Figura 5.11). Por otra parte, cuando se da el comportamiento B, la velocidad del agua es menor para un mismo caudal, y por lo tanto es necesario un mayor caudal para eliminar los macrófitos.

El efecto de las avenidas puede observarse a partir de nuestros datos (Figura 5.11). El primero de los períodos de comportamiento B se inicia en verano del año 2002, después de un invierno muy

seco. Es sabido que los máximos crecimientos de macrófitos se dan en verano (Chambers *et al.*, 1991; Breugnot *et al.*, 2004), cuando las temperaturas son más elevadas y los caudales menores, que en este caso se habrían visto favorecidos por los bajos caudales invernales, probablemente insuficientes para arrastrar los macrófitos crecidos durante el verano del año anterior. Sin embargo, la avenida de los días 4 y 5 de diciembre de 2002, con un pico de caudal de 1350 m³/s, consiguió arrancar la mayoría de los macrófitos presentes en el tramo inferior del río Ebro (Palau *et al.*, 2004), llegándose de nuevo al comportamiento hidráulico A. Posteriormente, en verano del año 2004 se produce un nuevo cambio de comportamiento, seguramente por causa del crecimiento estival de macrófitos, que se mantiene hasta el final del período de estudio. Es de destacar el hecho de que, si bien en este período de dos años hubo una avenida de más de 1000 m³/s (Figura 5.11), no se produjo un nuevo cambio hacia el comportamiento A. Es posible que la magnitud y duración de esta avenida no fuera suficiente para arrancar a los macrófitos o gran parte de ellos.

Algunos trabajos (Palau *et al.*, 2004; Batalla *et al.*, 2006) han estudiado avenidas experimentales para determinar la utilidad de realizar avenidas controladas para eliminar los macrófitos del río. Hay que tener en cuenta que las alteraciones sobre el comportamiento hidráulico del río a su vez tienen consecuencias sobre el funcionamiento del ecosistema fluvial. Por ejemplo, los macrófitos pueden causar una mayor retención de sedimentos, una disminución de los sólidos en suspensión, el aumento del tiempo de residencia y del potencial de retención de nutrientes (Sand-Jensen, 1998) y una mayor transparencia del agua. Otro de los efectos que pueden causar es la variabilidad de la temperatura a causa de variabilidad de velocidades, observándose mayores temperaturas en las zonas de agua remansada creadas por las proliferaciones de macrófitos (Wilcock *et al.*, 1999). Es más, la reducción de la turbulencia en el interior de las zonas cubiertas por macrófitos puede causar incluso anoxia (Wilcock *et al.*, 1999).

5.6 Conclusiones

En el período 2000-2006 el caudal del tramo inferior del río Ebro ha estado por debajo de los 250 m³/s la mayor parte del tiempo, si bien raramente ha sido inferior a 80 m³/s. Este límite inferior es obligado por la necesidad de asegurar la concesión de la central nuclear de Ascó y de los canales del Delta del Ebro. Esto tiene como consecuencia una mayor regularidad del caudal a nivel estacional. A nivel semanal y diario se observan unas oscilaciones del caudal cíclicas

causadas por la gestión hidroeléctrica de los embalses: el caudal suele ser mayor en los días y horas de mayor demanda de electricidad.

La reducción y regularización de los caudales circulantes, junto con la reducción de la concentración de fósforo y de sólidos en suspensión, han favorecido la proliferación de macrófitos aguas abajo del sistema de embalses de Mequinenza, Riba-roja y Flix. En los años más secos, estas proliferaciones pueden ser suficientemente importantes como para modificar el comportamiento hidráulico del río a causa del aumento de la fricción. Por comparación con una situación de referencia sin proliferaciones importantes de macrófitos, en el período 2000-2006 se pudieron determinar diferentes períodos (agosto de 2002 a enero de 2003, noviembre de 2003, septiembre de 2004 a finales de 2006) en que el río Ebro tenía un comportamiento hidráulico más lento (comportamiento B en el texto), con una menor velocidad del agua y un mayor calado para el mismo nivel de la condición de referencia. Estos intervalos coincidieron con los períodos en que se dieron proliferaciones importantes de macrófitos. El cambio de este comportamiento lento al comportamiento hidráulico ordinario (comportamiento A) se produjo cuando había avenidas importantes, con capacidad de arrastrar a los macrófitos.

5.7 Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el *Programa de Recursos Hídricos del Plan Nacional de Investigación y Desarrollo* y el Fondo Social Europeo, proyectos número CGL2004-05503-C02-01/HID, CGL2004-05503-C02-02/HID y CGL2008-06377-C02-02/BTE, y por el convenio con la Asociación Nuclear Ascó-Vandellós II. Hay que agradecer a la CHE y a la Asociación Nuclear Ascó-Vandellós II los datos proporcionados para la realización de este estudio.

5.8 Referencias

- BATALLA, R. J.; GÓMEZ, C. M.; KONDOLF, G. M. (2004) Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, 290, 117-136. doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.12.002.
- BATALLA, R. J.; VERICAT, D.; PALAU, A. (2006). Sediment transport during a flushing flow in the lower Ebro River. En: *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems (Proceedings of a symposium held in Dundee, UK, July 2006)*, IAHS Publ., 306.
- BREUGNOT, E.; DUTARTRE, A.; LAPLACE-TREYTURE, C.; HAURY, J. (2004) Impacts of discontinuities on macrophyte dynamics in large rivers. Application to Adour-Garonne watershed (South-West of France). En: *Fifth International Symposium on Ecohydraulics. Aquatic Habitats: Analysis & Restoration*. Madrid, 12-17 setembre 2004, 1135-1140.
- CHAMBERS, P.A.; PREPAS, E.E.; HAMILTON, H.R.; BOTHWELL, M.L. (1991) Current velocity and its effect on aquatic macrophytes in flowing waters. *Ecological Applications*, 1, 249-257. doi: 10.2307/1941754.
- CHAMPION, P.D. & TANNER, C.C. (2000) Seasonality of macrophytes and interaction with flow in a New Zealand lowland stream. *Hydrobiologia*, 441, 1-12. doi: 10.1023/A:1017517303221.
- CHE (2000) *Los aprovechamientos en la Cuenca del Ebro: afección en el régimen hidrológico fluvial*. Oficina de Planificación Hidrológica, CHE, Zaragoza. 83 p.
- CONSEJO DE SEGURIDAD NUCLEAR (2003). *Funcionamiento de las centrales nucleares españolas: altas temperaturas de agua*. Nota de prensa, 12 de agosto de 2003.
- GRUP DE NATURA FREIXE (2003). *Localització i avaluació de l'extensió de la invasió biològica per musclo zebra (Dreissena polymorpha) a l'Ebre l'any 2002*. Direcció General de Boscos i Biodiversitat. 56 pp.
- GUILLÉN, J. & PALANQUES, A. (1992). Sediment hydrodynamics in the lower course of a river highly regulated by dams: the Ebro River. *Sedimentology*, 39, 567-579. doi: 10.1111/j.1365-3091.1992.tb02137.x.
- GURNELL, A.M. & MIDGLEY, P. (1994). Aquatic weed growth and flow resistance: Influence on the relationship between discharge and stage over a 25 year river gauging station record. *Hydrological Processes*, 8 (1), 63-73. doi: 10.1002/hyp.3360080105.
- IBÁÑEZ, C.; PRAT, N.; CANICIO, A. (1996). Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro River and its estuary. *Regulated Rivers: Research & Management*, 12, 51-62. doi: 10.1002/(SICI)1099-1646(199601)12:1<51::AID-RRR376>3.0.CO;2-I.
- IBÁÑEZ, C.; PRAT, N.; DURAN, C.; PARDOS, M.; MUNNE, A.; ANDREU, R.; CAIOLA, N.; CID, N.; HAMPEL, H.; SANCHEZ, R; TROBAJO, R. (2008). Changes in dissolved nutrients in the lower Ebro River: Causes and consequences. *Limnetica*, 27 (1), 131-142.
- LA VEU DE L'EBRE (2006). L'Idece prova una màquina que talla les algues de l'Ebre. *La Veu de l'Ebre*, 13 de junio de 2006.
- LIMNOS (1997) *Estudi dels efectes de l'abocament tèrmic de la central nuclear d'Ascó sobre les comunitats biològiques*. Núm. projecte CE017685, Junta de Sanejament, Barcelona, Espanya. 50 p.
- NÉGREL, P.; ROY, S.; PETELET-GIRAUD, E.; MILLOT, R.; BRENOT, A. (2007). Long-term fluxes of dissolved and suspended matter in the Ebro River Basin (Spain). *Journal of Hydrology*, 342, 249-260. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.05.013.

- PALAU, A.; BATALLA, R.; ROSICO, E.; MESEGUER, A.; VERICAT, D. (2004). Management of water level and design of flushing floods for environmental river maintenance downstream of the Riba-roja reservoir (Lower Ebro River, NE Spain). En: *HYDRO 2004- A new era for Hydropower*, Porto, Portugal, 18-20 octubre 2004.
- PETTS, G. E. (1984) *Impounded Rivers*. John Wiley & Sons, Chichester. 326 p.
- PUJOL, L. & SÁNCHEZ-CABEZA, J.A. (1999) Determination of longitudinal dispersion coefficient and velocity of the Ebro river waters (Northeast Spain) using tritium as a radiotracer. *Journal of Environmental Radioactivity*, 45 (1), 39-57. doi: 10.1016/S0265-931X(98)00075-7.
- ROURA, M. (2004). *Incidència de l'embassament de Mequinensa en el transport de sòlids en suspensió i la qualitat de l'aigua del riu Ebre*. Tesis doctoral, Facultad de Biología, Universidad de Barcelona, Barcelona. 145 p.
- ROYO, R. (2007). La disminució de fòsfor a l'Ebre explica la gran proliferació de plantes aquàtiques. *El Punt*, 15 de enero de 2007.
- SAND-JENSEN, K. (1998). Influence of submerged macrophytes on sediment composition and near-bed flow in lowland streams. *Freshwater Biology*, 39, 663-679. doi: 10.1046/j.1365-2427.1998.00316.x.
- VAL, R. (2003): *Incidencia de los embalses en el comportamiento térmico del río Ebro. Caso del sistema de embalses Mequinenza-Ribarroja-Flix en el río Ebro*. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona. 196 pp.
- VERICAT, D. & BATALLA, R. J. (2004). Efectos de las presas en la dinámica fluvial del curso bajo del río Ebro. *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (2), 37-50.
- WILCOCK, R.J.; CHAMPION, P.D.; NAGELS, J.W.; CROKER, G.F. (1999). The influence of aquatic macrophytes on the hydraulic and physico-chemical properties of a New Zealand lowland stream. *Hydrobiologia*, 416, 203-214. doi: 10.1023/A:1003837231848.

6 A METHODOLOGICAL APPROACH TO THE RECONSTRUCTION OF THE 1949-2000 WATER TEMPERATURE SERIES IN THE EBRO RIVER AT ESCATRÓN²

Raccolsi ogni reliquia che potei trovare, e ne empii due sacche da viaggio, abbandonando cose che mi erano utili pur di salvare quel misero tesoro.

Lungo il viaggio di ritorno e poi a Melk passai molte e molte ore a tentar di decifrare quelle vestigia. Spesso riconobbi da una parola o da una immagine residua di quale opera si trattasse. Quando ritrovai nel tempo altre copie di quei libri, li studiai con amore, come se il fato mi avesse lasciato quel legato, come se l'averne individuato la copia distrutta fosse stato un segno chiaro del cielo che diceva tolle et lege. Alla fine della mia paziente ricomposizione mi si disegnò come una biblioteca minore, segno di quella maggiore scomparsa, una biblioteca fatta di brani, citazioni, periodi incompiuti, moncherini di libri.

Umberto Eco

Il nome della rosa

6.1 Introduction

Long-term water temperature increases related to climate warming and human alterations have been observed in freshwater ecosystems (Webb & Nobilis, 1994; Livingstone, 2003). Freshwater organisms are mostly ectotherms and are therefore greatly influenced by water temperature. Some reviews of the general ecological consequences of a temperature increase can be found in McCarty (2001) and Walther *et al.* (2002). Other authors specifically review the expected effects of climate warming on freshwater ecosystems (Schindler, 1997; Álvarez Cobelas *et al.*, 2005).

According to McCarty (2001) and Walther *et al.* (2002), biological changes due to warming can occur on four organization levels: (1) physiology and phenology, (2) distribution areas, (3) the composition of communities and interactions between their elements, and (4) ecosystem

² Aquest capítol ha estat publicat. La referència és: Prats, J.; Val, R.; Armengol, J.; Dolz, J. (2007) A methodological approach to the reconstruction of the 1949-2000 water temperature series in the Ebro River at Escatrón. *Limnetica* 26 (2), 293-306.

functioning. At the physiological level, some of the expected consequences of an increase in water temperature are life-cycle changes (Hellawell, 1986; Winfield & Nelson, 1991), accelerated growth (Negus, 1966; Wieser *et al.*, 1988; Hogg & Williams, 1996), and shorter development times (Rempel & Carter, 1987; Pritchard *et al.*, 1996). Shifts in the distribution of species are expected, which will favour the arrival of allochthonous species (Schindler, 1997; Walther *et al.*, 2002) and the expansion of epidemic diseases (Harvell *et al.*, 2002). At the community level, changes in composition can be expected (McCarty, 2001; Walther *et al.*, 2002). Other effects, such as altered sex ratios, may also appear (Hogg & Williams, 1996). In addition, variations in water temperature may alter the competitive interactions between freshwater species (Beauchamp & Ullyott, 1932; Reeves *et al.*, 1987; Taniguchi *et al.*, 1998). In lentic ecosystems, climate warming can cause an increase in thermal stability and a lengthening of the stratification period (Schindler, 1997; Livingstone, 2003).

In the case of Spain, a better knowledge of the scales of variability and the trends of natural processes (e.g. water temperature behaviour) is needed in order to assess the impact of changes in their natural behaviour (Álvarez Cobelas *et al.*, 2005). Air temperature has been measured for more than a century at numerous locations, but water temperature has not received so much attention. This makes it difficult to fill the gap in knowledge about freshwater temperatures. Except in some cases (e.g. Webb & Nobilis, 1994, 1997), long water temperature series are not available. The Ebro Hydrographic Confederation (CHE) started measuring water temperature in the 1970s. Water quality measurements were also made by industries or power plants at earlier dates. However, their data have rarely been saved for several reasons. Data legal conservation requirements may have expired; the data could have been recorded in electronic devices that are now out of date; or the paper files may have been lost or deteriorated. Although it is sometimes possible to obtain data from different sources so that a series or parts of it can be reconstructed, the measuring methodologies used by these sources may be different. This means that the comparability of the data must be assessed. In addition, the measurement methodology used may lead to a bias in the estimation of the annual mean water temperatures (Arrúe & Alberto, 1986; McAdam, 2000; Preece & Jones, 2002).

In order to improve knowledge about the long-term water temperature behaviour in the middle Ebro River, the water temperature series at Escatrón was reconstructed. Data from different sources (the Escatrón thermal power station, the Ebro Hydrographic Confederation and our research group), obtained using different methodologies (i.e. measurements of the daily

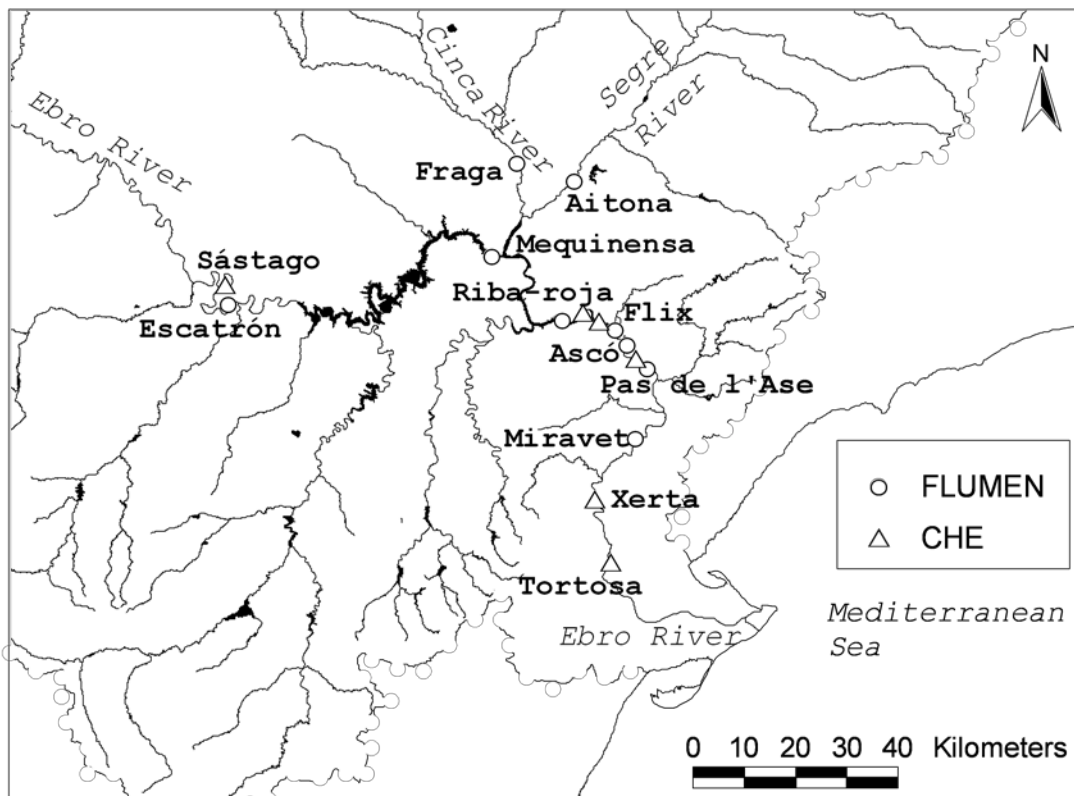
maximum and minimum water temperature, the water temperature being taken at a given time of the day, the water temperature being taken at a variable time) and periodicities (i.e. monthly, daily, every 10 minutes) were used to reconstruct a 52-year long annual mean water temperature series. The accuracy of the annual mean water temperature estimations obtained from the historical data was assessed by means of a resampling methodology and by 10-minute water temperature measurements taken by the Flumen research group in the middle and lower Ebro River. This paper updates the studies undertaken by Arrúe & Alberto (1986) and Alberto & Arrúe (1986) on the middle Ebro River.

6.2 Study area

The Ebro River basin has an area of about 85,000 km² and covers a major part of the north-east of the Iberian Peninsula. The Ebro River had an annual discharge of 17,000 hm³ in a natural regime in the period 1940/41-1995/96 (MIMAM, 2000). The monthly distribution of the

Figura 6.1: Localització de les estacions de mesures del grup Flumen i de la CHE mencionades en el text

Figure 6.1: Location of the Flumen and CHE measuring stations mentioned in the text



discharge depends mainly on rain and snow-melt. Its major tributaries are the rivers Segre, Cinca, Aragón, Arga and Gállego. In the Ebro River basin there are more than 107 reservoirs of more than 1 hm³ and about 800,000 ha of irrigated land.

The historical water temperature series was reconstructed at Escatrón (Figure 6.1), which is located in the Ebro River depression in the middle course of the river, some kilometres upstream from the Mequinenza reservoir tailwaters. The mean annual discharge in the period 1945/46-1995/96 in Sástago, which is located 17 km upstream from Escatrón, was 250 m³/s (www.chebro.es). A coal-fired power station is located on the outskirts of Escatrón. It uses water from the Ebro River for cooling and has been measuring water temperature since the 1950s upstream from the cooling water effluent. Part of the data used in this study was kindly provided by this power station.

6.2.1 Climatic and hydrological trends in the study area

An increasing trend in air temperature of about 0.03-0.07 °C/year over the last three decades of the twentieth century has been demonstrated in the Ebro basin and in the Iberian Peninsula in general (Seguí, 2003; Martín Vide, 2005; Moreno, 2005). In addition, the mean river discharge has been shown to have decreased by 5760 hm³ in the period 1940-1997 (Gallart & Llorens, 2001). The causes for this decrease include the construction of reservoirs all over the Ebro River basin (Ibáñez *et al.*, 1999; Batalla *et al.*, 2004); the increase in water consumption and in the irrigated land surface (Ibáñez *et al.*, 1999; MIMAM, 2000); and a transient reduction of rainfall in the same period. A 4 % decrease in precipitation in the Ebro River basin was observed in the period 1947-1999 (Ayala-Carcedo, 2001). However, no significant trend can be detected in the long-term (García Vera *et al.*, 2001; Moreno, 2005). Other authors indicate that afforestation could also be partly responsible for the decrease in discharge (Gallart & Llorens, 2001). According to these authors, the losses in mean annual discharge observed in the period 1940-1997 were distributed as follows: 1410 hm³ due to consumption, 2140 hm³ due to reduced precipitation and 2220 hm³ to afforestation.

6.3 Instruments and data used

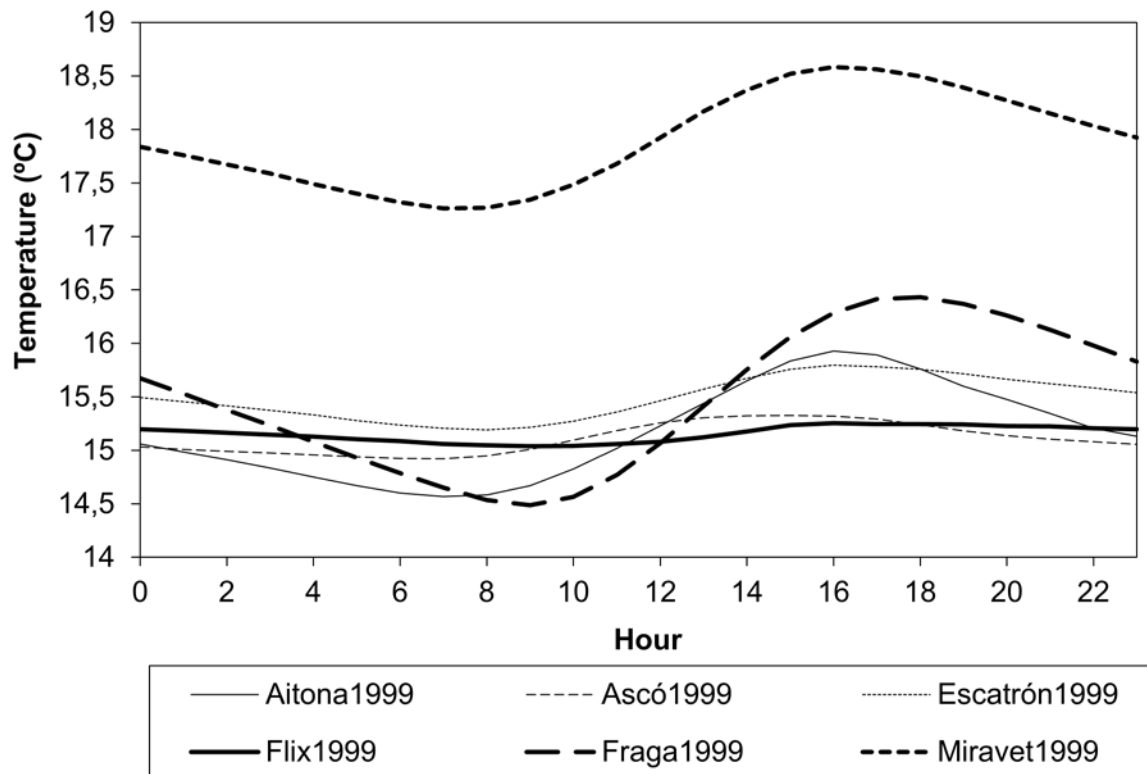
A system of water temperature measurement stations was installed in the lower part of the Ebro River and near the confluence of this river with the rivers Segre and Cinca (Figure 6.1).

Campbell Pt100 platinum resistance sensors (precision 0.1 °C) were used to measure the water temperature. Measurements were made every minute and the average was recorded every ten minutes by a Datalogger Campbell CR10X. Temperature sensors were duplicated or triplicated at every station to ensure the accuracy of the measured data and to prevent gaps in case of sensor malfunction. The sensors were installed inside PVC tubes to protect them from trunks, branches and other drifting objects. The tubes were perforated to allow the water to circulate freely. Part of the measured data used herein was previously published by one of the authors (Val, 2003).

The water temperature measurements taken at Escatrón were used in the reconstruction of the long-term annual mean water temperature series. They were also used in the process of validating the estimations of annual mean water temperature from the historical data. This process involved a resampling procedure (see below). Water temperature measurements (Figure 6.2) taken at Aitona, Ascó, Flix, Fraga and Miravet (Figure 6.1) were also used in the validation process.

Figura 6.2: Cicle diari mitjà de la temperatura de l'aigua a les estacions del grup Flumen el 1999

Figure 6.2: Average daily cycle in water temperature at Flumen stations in 1999



6.3.1 Historical data

The historical data used in this study were provided by the Escatrón coal-fired power station and the Ebro Hydrographic Confederation (Table 6.1). The Escatrón power station provided two series of data. The first one, henceforth called *EscatrónTE1*, consisted of daily maximum and minimum water temperature measurements taken upstream from the thermal effluent of the power station in the years 1949-1977. This series has already been published by Arrúe & Alberto (1986). The second series of data, called *EscatrónTE2*, consisted of daily water temperature measurements taken at 9 a.m. in the period 1996-2000. These measurements were taken at the power station's water uptake point. Water temperature data at Escatrón for the period 1978-1995 could not be found. To fill this gap, we used water temperature measurements taken at Sástago by the Ebro Hydrographic Confederation (CHE). Sástago is located 17 km upstream from Escatrón (Figure 6.1). Water temperature was measured at this site once a month, on a variable day of the month and at a varying time of day. This series of data will henceforth be called *SástagoCHE*.

Taula 6.1: Dades històriques utilitzades, període de mesura, tipus de mesura i d'estimador de la temperatura mitjana anual de l'aigua

Table 6.1: Historical water temperature data used, measurement period, type of measurement and estimator of the mean annual water temperature.

Data series	Data source	Period of time	Type of measurement	Annual mean water temperature estimator
EscatrónTE1	Power station of Escatrón (Arrúe & Alberto, 1986)	1949-1977	Daily maximum and minimum water temperature	T_{m_1}
EscatrónTE2	Power station of Escatrón	1996-2000	Daily water temperature at 9 a.m.	T_{m_2}
SástagoCHE	CHE (Sástago)	1975-2003	Water temperature once a month, at a varying time of the day	T_{m_3}

The frequency distributions of the day of the month (Figure 6.3) and the time of day (Figure 6.4) at which the measurements were made at the CHE measuring stations of Ascó, Flix, Riba-roja, Sástago, Tortosa and Xerta were used in the process of validating the estimations of the mean annual water temperature made using the CHE data. In some cases (Sástago, Tortosa and Xerta), two periods can be seen in the CHE water temperature series in terms of the time of measurement (Figure 6.4). Water temperatures were measured mostly in the morning in 1992-2004 at Tortosa (SDTortosa2), in 1993-2003 in Xerta (SDXerta2) and in 1974-1995 at Sástago (SDSástago1), while temperatures were measured mostly in the afternoon the rest of the time (SDSástago2, SDTortosa1, SDXerta1).

Figura 6.3: Distribució de freqüència del dia del mes en que es van realitzar les mesures de temperatura de la CHE

Figure 6.3: Frequency distribution of the day of the month on which CHE's water temperature measurements were made

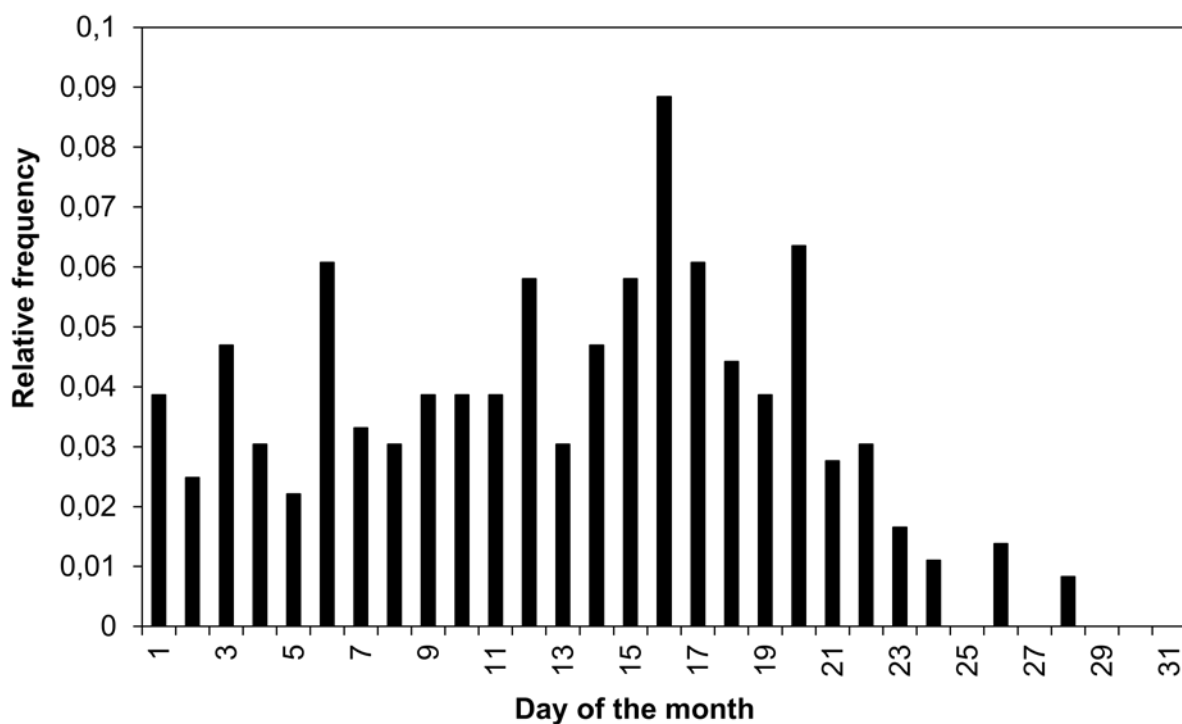
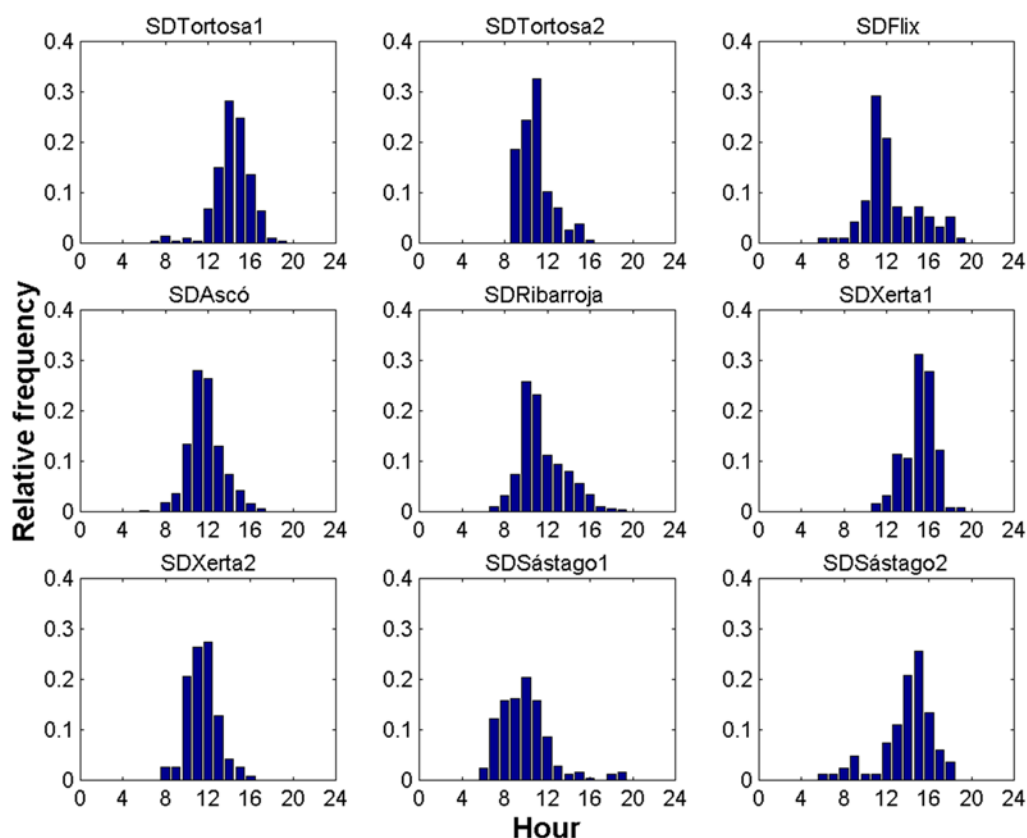


Figura 6.4: Distribució de freqüència de l'hora del dia en què es van realitzar les mesures de temperatura de l'aigua de la CHE

Figure 6.4: Frequency distribution of the time of day at which the CHE's water temperature measurements were made



6.4 Data analysis

6.4.1 Annual mean water temperature estimators

The process of measuring water temperature at one or different times of year and making calculations with these measurements to estimate the annual mean water temperature can be considered an estimator of the mean annual water temperature. Different measuring methodologies and periodicities were used in the available data series. Therefore, this study includes three different estimators of the annual mean water temperature (Table 6.1).

6.4.1.1 Estimator T_{m_1}

This estimator is applied when daily measurements of maximum and minimum water temperature are available for a number of years, as in the *EscatronTE1* data series. Firstly, the mean daily water temperature (T_i) is estimated from the daily maximum and minimum water temperatures:

$$T_i = \frac{T_{i,\max} + T_{i,\min}}{2} \quad (1)$$

where $T_{i,\max}$ and $T_{i,\min}$ are the maximum and minimum water temperature on the i -th day of the year, respectively. Hence, the annual mean water temperature (T_{m_1}) is estimated as the mean of all the T_i values in a year:

$$T_{m_1} = \frac{1}{365} \sum_{i=1}^{365} T_i = \frac{1}{365} \sum_{i=1}^{365} \frac{T_{i,\max} + T_{i,\min}}{2}. \quad (2)$$

6.4.1.2 Estimator T_{m_2}

This estimator can be used when the water temperature is measured every day at a fixed time of the day, as in the *EscatronTE2* data. Firstly, an estimation of the annual water temperature is calculated as the mean of the daily measurements of water temperature taken at a given time H of the day:

$$T_H = \frac{1}{365} \sum_{i=1}^{365} T_i(H) = T_{\text{mean_day}}(H). \quad (3)$$

However, water temperature varies throughout the day according to an approximately sinusoidal cycle (Figure 6.2). Therefore, T_H is a poor estimator, as it is systematically biased. Unless daily point water temperature measurements are taken around the time when this almost sinusoidal curve crosses the mean, a bias β is expected (Figure 6.5). For a given time H of the day, the bias may be calculated as:

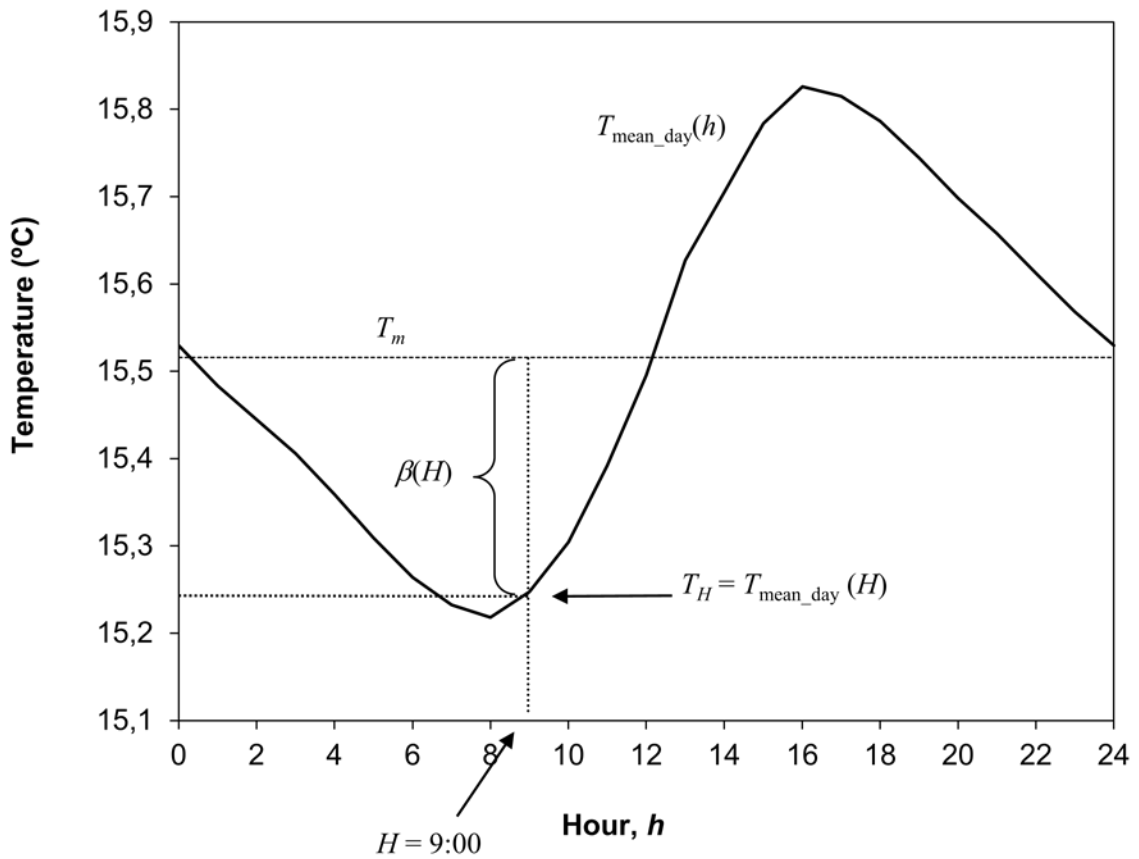
$$\beta(H) = T_H - T_m \quad (4)$$

if we know the actual annual mean water temperature T_m . Therefore, a more accurate estimator of the annual mean water temperature can be obtained as:

$$T_{m_2} = T_H - \beta(H). \quad (5)$$

Figura 6.5: Cicle diari mitjà de la temperatura de l'aigua a Escatrón en 1999 i biaix de T_H quan $H = 9$ a.m.

Figure 6.5: The average daily cycle in water temperature at Escatrón in 1999 and the bias of T_H when $H = 9$ a.m.



6.4.1.3 Estimator T_{m_3}

The third estimator used herein is the mean of twelve water temperature measurements taken once a month on a variable day of the month and at varying times of day. This estimator is used for the CHE's measurements.

6.4.2 Statistical analysis of trends

The Mann-Kendall nonparametric statistics have been widely used in water quality trend studies (Esterby, 1997). However, when there are gaps in the data series, the statistical methods used should take this fact into account. Kendall-Theil's robust line estimation method (Helsel & Hirsch, 1992) accounts for data gaps and was used to estimate the water temperature trend. According to this method, the slope of the linear trend is calculated as the median of all the possible pairwise slopes between the data points.

6.5 Results

6.5.1 Validation of the estimations

Different methods were used to validate the estimations of the annual mean water temperature, depending on the type of data and the estimator used. Most of the methods were based on imitating the respective measurement process by resampling the Flumen 10-minutes data series. The details of the process used for each of the estimators are given below.

6.5.1.1 T_{m_1} validation

Ten-minute Flumen water temperature measurements were used to assess the accuracy of T_{m_1} . Annual mean water temperature was estimated by applying T_{m_1} to Flumen's data for different measurement stations and years. The result was compared with the actual annual mean water temperature T_m . The results in Table 6.2 show that estimations calculated using the estimator T_{m_1} are very accurate. All the estimated biases are lower than the sensor accuracy of 0.1 °C. Therefore, if no other sources of error are present, we can consider T_{m_1} to be a good estimator of annual mean water temperature. Thus, the estimator T_{m_1} was used to estimate mean annual water temperature from the *EscatrónTEI* data series, which consists of maximum and minimum daily water temperature measurements taken in the period 1949-1977 (Figure 6.6).

Taula 6.2: Temperatura mitjana anual de l'aigua, T_m , estimacions de la temperatura mitjana anual de l'aigua utilitzant T_{m_1} i error de l'estimació en estacions Flumen seleccionades

Table 6.2: Annual mean water temperature, T_m , estimations of the annual mean water temperature made using T_{m_1} and the error of the estimation at selected Flumen stations.

Station	Year	T_m (°C)	T_{m_1} (°C)	Error (°C)
Aitona	1999	15.161	15.233	0.072
Ascó	1999	15.110	15.138	0.028
	2000	15.184	15.225	0.041
	2001	15.338	15.378	0.040
	2002	15.094	15.140	0.046
	2003	15.564	15.602	0.038
Escatrón	1998	15.333	15.356	0.023
	1999	15.515	15.542	0.027
Flix	1998	15.218	15.248	0.030
	1999	15.150	15.188	0.038
Fraga	1999	15.479	15.496	0.017
Miravet	1999	17.906	17.968	0.062
	2000	17.929	17.988	0.059
	2001	17.687	17.692	0.005
	2002	18.160	18.165	0.005
	2003	17.796	17.791	-0.005

6.5.1.2 T_{m_2} validation

The accuracy of the estimations obtained using T_{m_2} was assessed in two ways. Firstly, $T_H(9:00)$ was calculated using *EscatrónTE2* data for the years 1998-1999. This value was then compared to T_m for the same years to obtain the bias. Next, $T_H(9:00)$ was calculated again using *EscatrónUPC* data. The mean bias resulted in an underestimation of approximately 0.3 °C (Table 6.3). Nevertheless, a discrepancy appeared between the bias calculated using *EscatrónUPC* data and that calculated with *EscatironTE2* data. The bias calculated from *EscatrónUPC* data changed

Figura 6.6: Temperatura mitjana anual a Escatrón i Sástago, i cabal mig anual a Sástago (línia de guions llargs, dades proporcionades per la CHE)

Figure 6.6: Mean annual water temperature at Escatrón and Sástago, and the mean annual discharge at Sástago (long-dashed line, data provided by the CHE)



Taula 6.3: Comparació de dos mètodes per calcular el biaix en l'estimació de la temperatura mitjana anual de l'aigua a Escatrón utilitzant T_{m_2} (v. text per als detalls)

Table 6.3: Comparison of two methods for calculating the bias in the estimation of the annual mean water temperature at Escatrón using T_{m_2} (see text for details)

Data source	Year	T_m (°C)	T_{m_2} (°C)	Bias (°C)
EscatronUPC	1998	15.33	15.02	-0.31
	1999	15.52	15.22	-0.30
	Mean 1998-99	15.42	15.12	-0.30
EscatronTE2	1998	15.33	15.17	-0.16
	1999	15.52	15.15	-0.37
	Mean 1998-99	15.42	15.16	-0.26

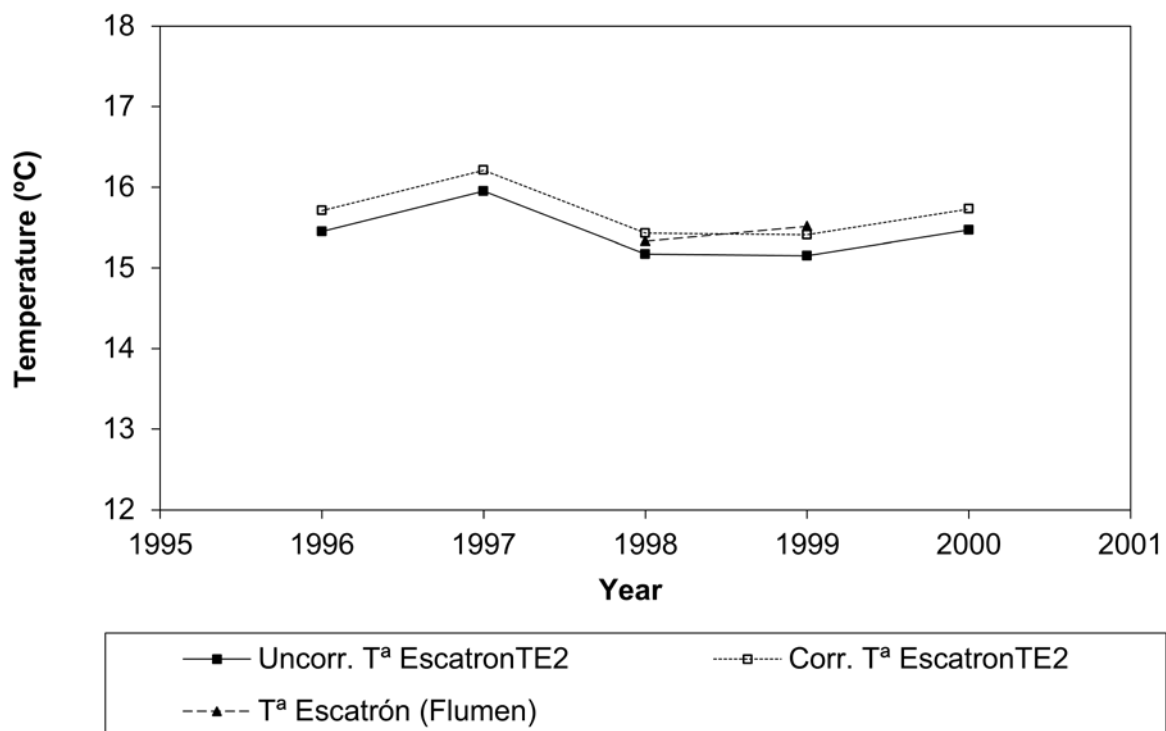
very little from 1998 to 1999. However, with *EscatrónTE2* data the bias was -0.16°C in 1998 and -0.37°C in 1999. This discrepancy disappeared when the mean of the two years was calculated. We had to decide which of the two estimations of the mean bias to use. Preference was given to the bias calculated from *EscatrónTE2* data, as it would be applied to this same data series. Therefore, the value of $\beta(9:00) = -0.26^{\circ}\text{C}$ was substituted in Eq. 5 to obtain a more accurate value of the mean annual water temperature. The corrected annual mean water temperatures at Escatrón for 1996-2000 can be seen in Figure 6.6 and Figure 6.7.

6.5.1.3 T_{m_3} validation

The estimations calculated with T_{m_3} were validated by simulating the CHE measuring methodology on 10-minute Flumen water temperature measurements taken in 1999 from

Figura 6.7: Estimació corregida (quadrats blancs) i sense corregir (quadrats negres) de la temperatura mitjana anual de l'aigua calculada utilitzant la sèrie de dades *EscatronTE2* i temperatura mitjana anual de l'aigua per als anys 1998-1999 (triangles)

Figure 6.7: Corrected (white squares) and uncorrected (black squares) estimation of the annual mean water temperature at Escatrón, calculated using *EscatronTE2* data and the annual mean water temperature for 1998-1999 (triangles)



different measuring stations: Aitona, Ascó, Escatrón, Flix, Fraga, and Miravet (Figure 6.1). The mean expected bias and standard deviation of the estimations of the mean annual water temperature were calculated for different time of measurement patterns: SDAscó, SDFlix, SDRiba-roja, SDSástago1, SDSástago2, SDTortosa1, SDTortosa2, SDXerta1, SDXerta2 (Table 6.4, Table 6.5). The distribution of the day of measurement was considered to be the same for all of the measuring stations (Figure 6.3). Thus, by combining different locations and times of measurement, a range of environmental conditions was stimulated that was wide enough to reveal the general and extreme behaviour of the estimator T_{m_3} .

Taula 6.4: Biaix mig de T_{m_3} per a diferents estacions Flumen i diferents distribucions de freqüència de l'hora de la mesura

Table 6.4: Mean bias of T_{m_3} for different Flumen stations and different frequency distributions for the time of measurement

	SDTortosa1	SDTortosa2	SDFlix	SDAscó	SDRiba-roja	SDXerta1	SDXerta2	SDSástago1	SDSástago2	Mean bias (°C)	Temp. range (°C)
TAitona1999	0.41	-0.22	0.05	-0.01	-0.09	0.53	-0.11	-0.37	0.32	0.06	1.65
TAscó1999	0.20	0.04	0.11	0.11	0.09	0.17	0.07	-0.06	0.15	0.10	0.72
TEscatrón1999	0.05	-0.21	-0.10	-0.17	-0.18	0.11	-0.16	-0.26	0.00	-0.10	0.83
TFlix1999	0.01	-0.09	-0.05	-0.05	-0.09	0.04	0.36	-0.13	-0.02	0.00	0.64
TFraga1999	0.27	-0.74	-0.35	-0.48	-0.58	0.44	-0.60	-0.77	0.18	-0.29	2.17
TMiravet1999	0.47	-0.19	0.05	0.01	-0.07	0.56	-0.10	-0.39	0.41	0.08	1.70
Mean bias (°C)	0.23	-0.23	-0.05	-0.10	-0.15	0.31	-0.09	-0.33	0.17		
Median hour of measurement	14:00	11:00	12:00	12:00	11:00	15:00	12:00	10:00	14:30		

Taula 6.5: Desviació estàndard de T_{m_3} per a diferents estacions Flumen i diferents distribucions de freqüència de l'hora de la mesura

Table 6.5: Standard deviation of T_{m_3} for different Flumen stations and different frequency distributions for the time of measurement.

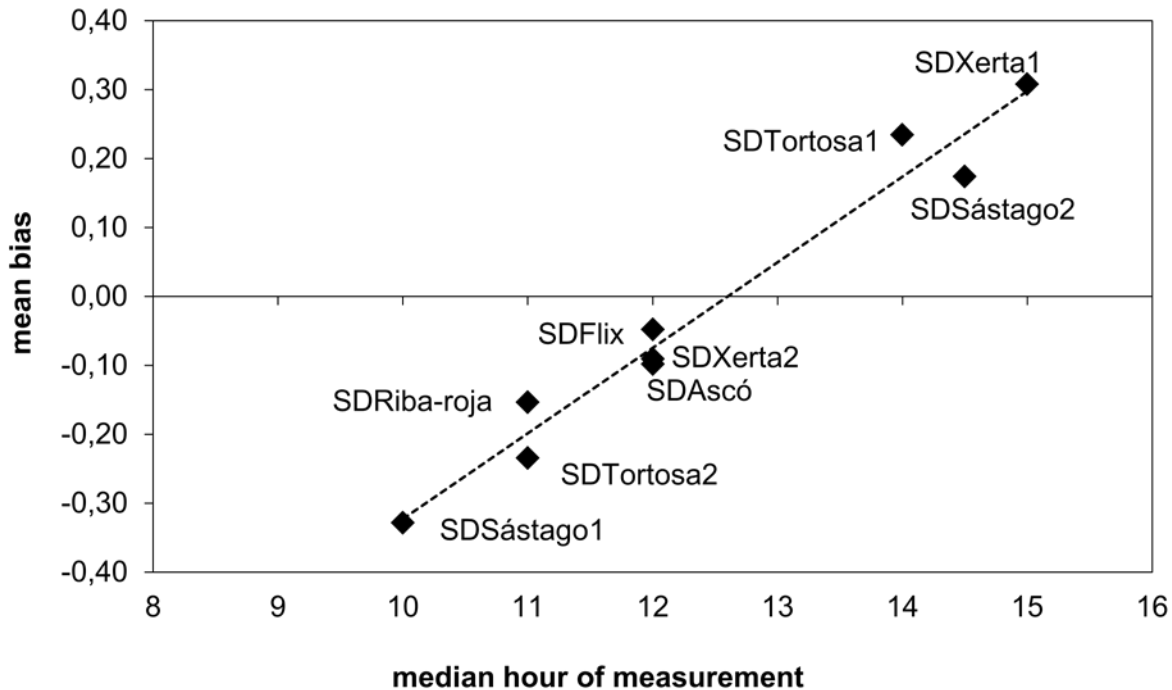
	SDTortosa1	SDTortosa2	SDFlix	SDAscó	SDRiba-roja	SDXerta1	SDXerta2	SDSástago1	SDSástago2	Mean Std. Dev.	Temp. range (°C)
TAitona1999	0.37	0.37	0.39	0.45	0.40	0.37	0.37	0.36	0.39	0.39	1.65
TAscó1999	0.25	0.26	0.25	0.27	0.24	0.29	0.27	0.26	0.25	0.26	0.72
TEscatrón1999	0.38	0.40	0.41	0.40	0.42	0.43	0.40	0.41	0.38	0.40	0.83
TFlix1999	0.25	0.26	0.25	0.25	0.26	0.24	0.40	0.24	0.24	0.27	0.64
TFraga1999	0.46	0.42	0.46	0.46	0.46	0.46	0.44	0.47	0.47	0.46	2.17
TMiravet1999	0.31	0.27	0.30	0.31	0.31	0.29	0.30	0.29	0.33	0.30	1.70
Mean Std. Dev.	0.34	0.33	0.34	0.35	0.35	0.34	0.36	0.34	0.34		
Median hour of measurement	14:00	11:00	12:00	12:00	11:00	15:00	12:00	10:00	14:30		

The process of simulating the CHE measuring methodology is detailed here for clarity. A Flumen measuring station was chosen and its water temperature data for the year 1999 was extracted (e.g. TEscatrón1999, the 10-minute water temperature data measured at Escatrón during 1999). Then 12 values were randomly generated for the hour and day of measurement, according to one of the frequency distributions for the time of measurement (Figure 6.4) and the frequency distribution for the day of measurement (Figure 6.3) (e.g. SDSástago1, the frequency distribution for the time of measurement at Sástago from 1974 until 1995). By means of repeated sampling ($n = 300$) for that station and time of measurement pattern, it was possible to calculate the statistical properties of the estimator T_{m_3} (Table 6.4 and Table 6.5). The mean expected bias was also calculated as:

$$\bar{\beta} = \bar{T}_{m_3} - T_m \quad (6)$$

Figura 6.8: Biaix mig de T_{m_3} per a diferents distribucions de freqüència de l'hora de la mesura en funció de la mediana de l'hora de mesura

Figure 6.8: Mean bias of T_{m_3} for different time of measurement frequency distributions according to the median hour of measurement



According to our calculations, the estimator T_{m_3} follows a normal distribution (Kolmogorov-Smirnov test, $p > 0.05$). The mean expected bias had values of between -0.77 °C and 0.56 °C (Table 6.4) and standard deviation of between 0.235 °C and 0.473 °C (Table 6.5). Bias varied according to the time of measurement and the daily water temperature ranges (Figure 6.8, Table 6.4). Positive biases appeared when measurements were taken mostly in the afternoon. Negative biases were found when the measurements were made in the morning. The bias and standard deviation of the estimations tended to be higher when there were wider daily water temperature ranges (Table 6.4 and Table 6.5). Standard deviation did not seem to be greatly affected by the median time of the measurements (Table 6.5).

These results imply that a priori, the estimator T_{m_3} cannot be considered to be unbiased or to have little standard deviation. In addition, bias cannot be estimated in the case of the *SástagoCHE* data series, given that hourly or 10-minute measurements are not available for Sástago. Furthermore, the *SástagoCHE* data series should be divided into two: the period 1974-1995, when most of the measurements were taken in the morning; and 1996-2004, when most of

Taula 6.6: Temperatura mitjana anual de l'aigua estimada a Escatrón i Sástago en els anys en què les sèries de dades d'ambdues estacions se solapen

Table 6.6: Estimated annual mean water temperature at Escatrón and Sástago in the years when the data series at both sites overlap.

Year	Mean annual water temp. at Escatrón (°C)	Mean annual water	
		temp. at Sástago estimated with T_{m_3} (°C)	Difference (°C)
1975	13.65	14.68	1.03
1976	14.11	13.49	-0.62
1977	14.63	13.56	-1.07
1996	15.71	16.49	0.78
1997	16.21	—	—
1998	15.43	—	—
1999	15.41	16.12	0.71
2000	15.73	17.13	1.40

the measurements were taken in the afternoon (Figure 6.4). According to our results, the mean expected bias should be different for the two periods of time. This fact is supported by a comparison of the overlap between the Escatrón and Sástago data series (Figure 6.6, Table 6.6).

6.5.2 Water temperature trend

The validation of the estimators showed that the estimations of the annual mean water temperature at Escatrón using the estimator T_{m_1} and *EscatronTE1* data for the period 1949-1977 were very accurate. The estimations made with T_{m_2} and *EscatronTE2* data for 1996-2000 were sufficiently accurate after calculating the bias. In contrast, estimations made using T_{m_3} had a rather high variability and a bias that was difficult to determine without knowing the daily water temperature cycle at the point of interest. For this reason, *SástagoCHE* data were not used in the analysis of the long-term water temperature trend. Only the data from Escatrón were used. The mean annual water temperature at Escatrón is shown in Figure 6.6 along with the annual mean discharge. The annual mean water temperature estimations at Sástago are also shown for descriptive purposes only.

The annual mean water temperature at Escatrón increased from 1955 to 2000. The rate of increase was estimated with the Kendall-Theil robust line estimator. Water temperature increased 0.051 °C/year (95 % confidence interval: 0.027-0.067 °C) in the period 1955-2000, or 2.3 °C in this 46-year-long period. This increase in water temperature is negatively correlated with a decrease in discharge (Figure 6.6) and positively correlated with an increase in air temperature.

6.6 Discussion

6.6.1 Estimation of the annual mean water temperature

The results show that the water temperature measuring methodology affects the accuracy of the annual mean water temperatures estimated from the data. The bias in absolute values can be as great as 0.8 °C. Standard deviations can be almost as high as 0.5 °C. Variations in values depend on the measurement methodology, the time of measurement and the mean daily water temperature range at the point of measurement.

Of the three annual mean water temperature estimators, T_{m_1} was shown to be the most accurate. It had a bias of less than 0.1 °C. In fact, early studies on water temperature in rivers used maximum and minimum water temperature measurements (e.g. Edington, 1965) and stated that they provided ‘a reasonably satisfactory average temperature’ (Macan, 1959).

As expected, the estimator T_{m_2} was consistently biased. The bias depended on the daily water temperature range and the time of measurement (Figure 6.5). Given that 10-minute water temperature measurements were available for two of the years for which this estimator had to be applied, it could be calculated using Eq. 4 (Table 6.3). A slight difference appeared when the annual biases for 1998 and 1999 were estimated by calculating $T_H(9:00)$ in Eq. 4 using either *EscatrónTE2* or *EscatrónUPC* data. However, when the mean of the two years was used the differences disappeared. The differences may be due to the presence of gaps in the data series (less than 5 % of the measurements) or other reasons (e.g. different points of measurement) that could cause an additional bias. The effect of gaps on the estimation of the mean annual water temperature has not been considered herein, as the mean annual water temperature was not calculated for the years when the missing data accounted for more than 5 % of the annual data.

The results showed T_{m_3} to be the poorest of the three estimators. In addition to being biased, it has a significant dispersion. As in the case of the former estimator, bias depended on the median time of measurement and on the daily water temperature range. The standard deviation of the bias also depended on the daily water temperature range.

The implications of these results for the estimation of annual mean water temperatures from historical data are significant. Data series that consist of daily maximum and minimum water temperatures can be used confidently, whereas data series that have consistent measurements at or around a particular time of the day cannot be used unless we can estimate the bias or ensure that there is no significant bias.

6.6.2 Water temperature increase

Water temperature behaviour in the middle and lower courses of rivers with relatively high discharges is a complex phenomenon, as it depends on processes that take place on different scales. The thermal inertia inherent in high discharges makes the water temperature at the lower or medium course of a river dependent on events that take place many kilometres upstream as well as on local processes. At Escatrón, the effects of the origin of the water (rainfall, snowmelt, etc.) on the water temperature can still be felt (Arrúe & Alberto, 1986).

Alberto & Arrúe (1986) detected an increase in the annual mean water temperature of the Ebro River at Escatrón. This study extended the study period to 1955-2000. The results showed that the water temperature increased 2.3 °C between 1955 and 2000. This increase seems to be related to an increase in air temperature and a decrease in discharge (Figure 6.6). Empirical correlations show that an increase in the air temperature generally implies an increase in the water temperature (Webb & Nobilis, 1997; Mohseni & Stefan, 1999). In addition, a decrease in discharge leads to lower thermal inertia. This effect is greatest in the summer when the river discharge is lowest (Meier *et al.*, 2003). The final effect on the annual mean water temperature would be an increase. Alberto & Arrúe (1986) suggested other possible human causes for the increase in water temperature, including thermal inflows, etc. However, a study at the basin scale is required to determine the precise effect of these or other factors on the water temperature.

6.7 Conclusions

The quality of the measurements must be assessed when working with historical water temperature data. Because of the daily variability in water temperature, the estimations of the annual mean water temperature based on measurements taken at or around a given time of day are biased. In this case, the bias depends on the time of the measurement and on the mean daily water temperature range. In some cases, the bias may be estimated and the estimations of the annual mean water temperature corrected accordingly. Estimations of the annual mean water temperature that are based on daily measurements of maximum and minimum water temperatures can be considered unbiased.

At Escatrón, the annual mean water temperature series could be reconstructed from historical data for 1949-2000, although a gap between 1978 and 1995 could not be filled in. This series shows a 2.3 °C increase in annual mean water temperature in the period 1955-2000.

6.8 Acknowledgements

We are grateful to José Luis Arrúe from the Estación Experimental Aula Dei at Zaragoza for his help and kindness and to the Escatrón power plant for allowing us to use their water temperature data. We also thank R. Marcé for his comments, which helped to improve the previous version of the manuscript. This study was funded by the *Programa de Recursos Hídricos del Plan Nacional de Investigación y Desarrollo* and the Social European Fund, project numbers CGL2004-05503-C02-01/HID and CGL2004-05503-C02-02/HID.

6.9 References

- ALBERTO, F. & ARRÚE, J.L. (1986) Anomalías térmicas en algunos tramos de la red hidrográfica del Ebro. *Anales de la Estación Experimental Aula Dei*, 18 (1-2), 91-113.
- ÁLVAREZ COBELAS, M.; CATALÁN, J.; GARCÍA DE JALÓN, D. (2005) Impactos sobre los ecosistemas acuáticos continentales. In: J. M. Moreno (Coord.). *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, Spain, 113-146.
- ARRÚE, J.L. & ALBERTO, F. (1986) El régimen térmico de las aguas superficiales de la Cuenca del Ebro. *Anales de la Estación Experimental Aula Dei*, 18 (1-2), 31-50.
- AYALA-CARCEDO, F. J. (2001) Impactos del cambio climático sobre los recursos hídricos en España y viabilidad del Plan Hidrológico Nacional 2000. In: P. Arrojo (coord.). *El Plan Hidrológico Nacional a debate*. Bakeaz, Bilbao, España, 51-66.
- BATALLA, R. J.; GÓMEZ, C. M.; KONDOLF, G. M. (2004) Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, 290, 117-136. doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.12.002.
- BATSCHLET, E. (1981) *Circular statistics in biology*. Academic Press, London. 371 pp.
- BEAUCHAMP, R. S. A. & ULLYOTT, P. (1932) Competitive relationships between certain species of fresh-water triclads. *The Journal of Ecology*, 20 (1), 200-208.
- EDINGTON, J. M. (1965) Some observations on stream temperature. *Oikos*, 15, 265-273.
- ESTERBY, S. R. (1997) Review of methods for the detection and estimation of trends with emphasis on water quality applications. En: N. E. Peters, O. P. Bricker & M. M. Kennedy (eds.). *Water quality trends and geochemical mass balance*, John Wiley & Sons, Chichester, 3-25.
- GALLART, F. & LLORENS, P. (2001) Water resources and environmental change in Spain. A key issue for sustainable integrated catchment management. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 27, 7-16.
- GARCÍA VERA, M. A. (2001) *Las precipitaciones en la cuenca del Ebro: caracterización de la evolución espacio-temporal y análisis de tendencias*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Oficina de Planificación Hidrológica, Zaragoza, Spain. 114 pp.
- HARVELL, C. D.; MITCHELL, C. E.; WARD, J. R.; ALTIZER, S.; DOBSON, A. P.; OSTFELD, R. S. & SAMUEL, M. D. (2002) Climate warming and disease risks for terrestrial and marine biota. *Science*, 296, 2158-2162. doi: 10.1126/science.1063699.
- HELLAWELL, J.M. (1986) *Biological indicators of freshwater pollution and environment management*. Elsevier, London. 546 p.
- HELSEL, D. R. & HIRSCH, R. M. (1992) *Statistical methods in water resources*. Elsevier, Amsterdam. 522 pp.
- HOGG, I. D. & WILLIAMS, D. D. (1996) Response of stream invertebrates to a global-warming thermal regime: an ecosystem level manipulation. *Ecology*, 77 (2), 395-407.
- IBÁÑEZ, C.; PRAT, N.; CANICIO, A.; CURCÓ, A. (1999) *El delta del Ebro, un sistema amenazado*. Bakeaz, Bilbao, Spain. 109 p.
- LIVINGSTONE, D. M. (2003) Impact of secular climate change on the thermal structure of a large temperate Central European lake. *Climatic Change*, 57, 205-225. doi: 10.1023/A:1022119503144.
- MACAN, T. T. (1959) The temperature of a small stony stream. *Hydrobiologia*, 12, 89-106.
- MARTÍN VIDE, J. (2005) Factors geogràfics, regionalització climàtica, i tendències de les sèries climàtiques a Catalunya. In: J. E. Llebot, A. Queralt i J. Rodó (eds.). *Informe sobre el canvi climàtic a Catalunya*.

Departament de la Presidència, Consell Assessor per al Desenvolupament Sostenible de Catalunya (CADS), Barcelona, Spain, 81-111.

- MCADAM, S. (2000) *Summary of historic and contemporary water temperatures for the Columbia River and the potential effects of impoundment*. Province of British Columbia, Fisheries Technical Circular N° 103. 25 pp.
- MCCARTY, J. P. (2001) Ecological consequences of recent climate change. *Biological Conservation*, 15 (2), 320-331. doi: 10.1046/j.1523-1739.2001.015002320.x.
- MEIER, W.; BONJOUR, C.; WÜEST, A.; REICHERT, P. (2003) Modeling the effect of water diversion on the temperature of mountain streams. *Journal of Environmental Engineering*, 129 (8), 755-764. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9372(2003)129:8(755).
- MIMAM (2000) *Plan Hidrológico Nacional. Análisis de los sistemas hidráulicos*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, Spain. 390 pp.
- MOHSENI, O. & STEFAN, H.G. (1999) Stream temperature/air temperature relationship: a physical interpretation. *Journal of Hydrology*, 218,128-141. doi: 10.1016/S0022-1694(99)00034-7.
- MORENO, J. M. (coord.). (2005) *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, Spain. 822 pp.
- NEGUS, C.L. (1966) A quantitative study of growth and production of unionid mussels in the river Thames at Reading. *Journal of Animal Ecology*, 35 (3), 513-532.
- PREECE, R.M. & JONES, H.A. (2002) The effect of Keepit Dam on the temperature regime of the Namoi River, Australia. *River Research and Applications*, 18, 397-414. doi: 10.1002/rra.686.
- PRITCHARD, G.; HARDER, L.D.; MUTCH, R.A. (1996) Development of aquatic insect eggs in relation to temperature and strategies for dealing with different thermal environments. *Biological Journal of the Linnean Society*, 58, 221-244. doi: 10.1006/bjrl.1996.0033.
- REEVES, G.H.; EVEREST, F.H.; HALL, J.D. (1987) Interactions between the redbside shiner (*Richarsonius balteatus*) and the steelhead trout (*Salmo gairdneri*) in Western Oregon: the influence of water temperature. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 44, 1603-1613.
- REMPEL, R.S. & CARTER, J.C.H. (1987) Temperature influence on adult size, development and reproductive potential of aquatic diptera. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 44, 1743-1752.
- SCHINDLER, D. W. (1997) Widespread effects of climatic warming on freshwater ecosystems in North America. *Hydrological Processes*, 11, 1043-1067. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(19970630)11:8<1043::AID-HYP517>3.0.CO;2-5.
- SEGUÍ, J. (2003) *Análisis de la serie de temperatura del Observatorio del Ebro 1894-2002*. Observatori de l'Ebre, Roquetes, Spain. 83 pp.
- TANIGUCHI, Y.; RAHEL, F.J.; NOVINGER, D.C.; GEROW, K.G. (1998) Temperature mediation of competitive interactions among three fish species that replace each other along longitudinal stream gradients. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 55, 1894-1901. doi: 10.1139/cjfas-55-8-1894.
- VAL, R. (2003): *Incidencia de los embalses en el comportamiento térmico del río Ebro. Caso del sistema de embalses Mequinenza-Ribarroja-Flix en el río Ebro*. PhD thesis, Technical University of Catalonia, Barcelona, Spain. 196 pp.

- WALTHER, G-R.; POST, E.; CONVEY, P.; MENZEL, A.; PARMESAN, C.; BEEBEE, T. J. C.; FROMENTIN, J-M.; HOEGH-GULDBERG, O. & BAIRLEIN, F. (2002) Ecological responses to recent climate change. *Nature*, 416, 389-395. doi: 10.1038/416389a.
- WEBB, B.W. & NOBILIS, F. (1994) Water temperature behaviour in the River Danube during the twentieth century. *Hydrobiologia*, 291, 105-113. doi: 10.1007/BF00044439.
- WEBB, B.W. & NOBILIS, F. (1997) Long-term perspective on the nature of the air-water temperature relationship: a case study. *Hydrological Processes*, 11, 137-147. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199702)11:2<137::AID-HYP405>3.3.CO;2-U.
- WIESER, W.; FORSTNER, H.; SCHIEMER, F.; & MARK, W. (1988) Growth rates and growth efficiencies in larvae and juveniles of *Rutilus rutilus* and other Cyprinid species: effects of temperature and food in the laboratory and in the field. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 45, 943-950.
- WINFIELD, I.J. & NELSON, J.S. (1991) *Cyprinid fishes. Systematics, biology and exploitation*. Chapman & Hall, London. 667 p.

7 COMPORTAMENT TÈRMIC I HIDRODINÀMIC DE L'EMBASSAMENT DE RIBA-ROJA

Poc abans del tancament de les comportes del pantà de Riba-roja, la pluja va despenjar-se amb violència sobre la vila demolida i deserta. Les barrancades de la serra del Castell es precipitaren amb fúria sobre els molls, trencaren les amarres podrides del cementiri dels llauts i els dispersaren. A la deriva en un Ebre furiós que havia oblidat els solcs de les quilles i la cadència de les vogades, van sotsobrar per colls i pedrets. El Verge del Carme va asclar-se enfront de l'Illa dels Tretze Sants, la proa s'encallà entre els àlbers de la vora. Quan el riu va deixar, ningú no reconegué les restes de la nau; la rabior de la riada havia esborrat les lletres del tercer nom. El vell Neptú, avarat amb discursos, banderes i música al moll de les Vídues un dels dies esplendorosos de L'Edèn, era per sempre més una carcassa anònima de fusta morta.

Jesús Moncada

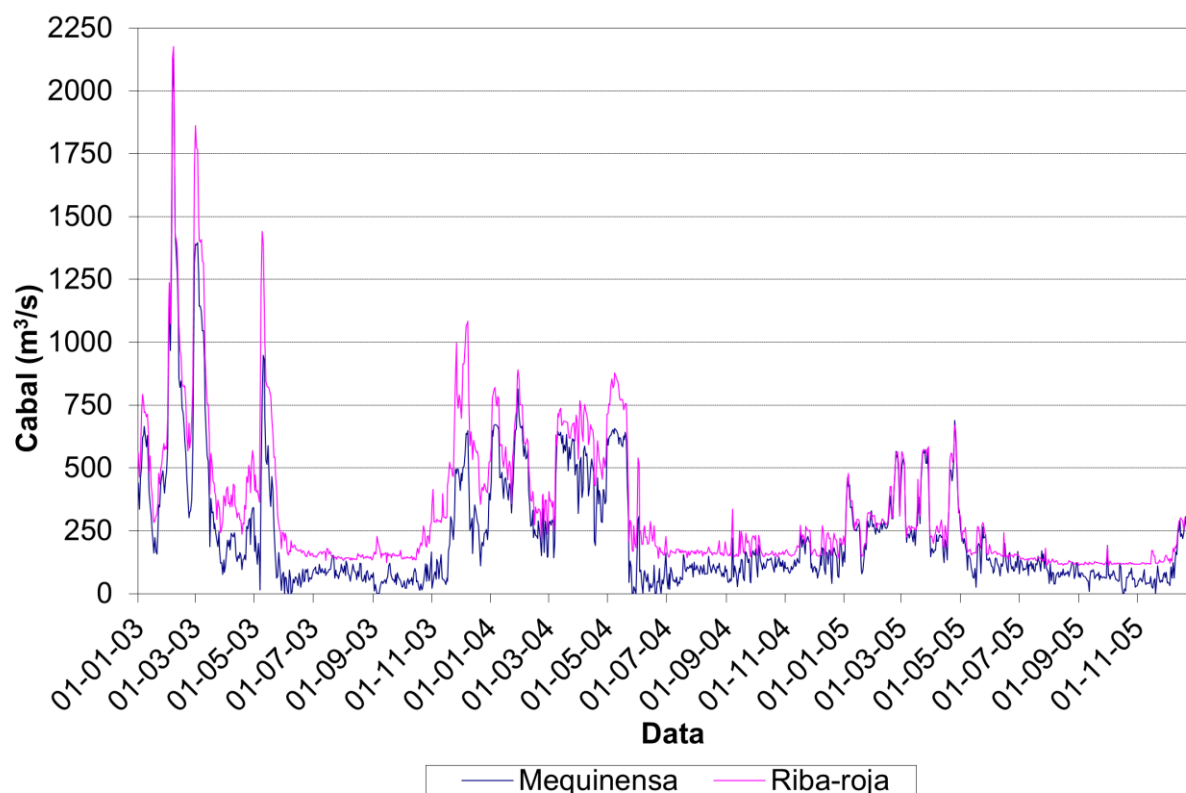
Camí de sirga

7.1 Introducció

L'embassament de Riba-roja es troba en situació central dins del sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix. A més, té la particularitat de rebre aigua de l'Ebre, alliberada per l'embassament de Mequinensa i del Segre i del Cinca. Els diferents afluents conflueixen a l'inici de l'embassament. Alguns treballs realitzats a l'estiu indiquen que les diferents característiques tèrmiques dels afluents (fred l'Ebre i calents el Segre i el Cinca) condicionen el comportament hidrodinàmic de l'embassament, amb les aigües del Segre i Cinca circulant en superfície i les de l'Ebre en profunditat (Armengol *et al.*, 2003; Navarro *et al.*, 2006).

A més, el comportament tèrmic del riu Ebre aigües avall de l'embassament depèn del comportament tèrmic i hidrodinàmic de l'embassament. Per explicar aquest comportament, d'una banda cal considerar els processos d'intercanvi de calor entre l'aigua de l'embassament i el seu entorn (radiació solar absorbida, evaporació a l'atmosfera, radiació d'ona llarga emesa, etc.). De l'altra, cal tenir en compte la hidrodinàmica de l'embassament, en concret la forma com les aigües dels diferents afluents es barregen i fins a quin punt ho fan. Així mateix, alguns estudis de modelització d'embassaments mostren que la profunditat d'on s'agafa l'aigua que s'allibera

Figura 7.1: Cabal alliberat pels embassaments de Mequinensa i Riba-roja en els anys 2003-2005. Font: ENDESA



aigües avall també influeix en l'estructura tèrmica i la hidrodinàmica de la massa d'aigua (Han *et al.*, 2000).

Un altre dels motius importants per estudiar el comportament tèrmic i hidrodinàmic de l'embassament és el fet que des de l'any 2002 aquest es trobe envaït pel musclo zebrat. Conèixer el comportament tèrmic i hidrodinàmic de l'embassament és indubtablement útil per orientar la gestió d'aquest problema.

L'estudi del comportament tèrmic i hidrodinàmic s'ha realitzat per als anys 2003-2005, si bé també s'han utilitzat dades dels anys 1998-1999 recollides per Val (2003).

7.2 Metodologia

7.2.1 Dades

7.2.1.1 Dades meteorològiques

Les dades dels anys 1998-1999 provenen de l'estació meteorològica instal·lada pel grup d'investigació Flumen a la presa de Riba-roja (Val, 2003). En canvi, per al període 2003-2005 les dades meteorològiques van ser proporcionades per la Xarxa Agrometeorològica de Catalunya, XAC (<http://www.ruralcat.net/ruralcatApp/agrometeo/html/agrometeo.htm>), a l'estació meteorològica de Riba-roja. Les dades meteorològiques utilitzades van ser: temperatura de l'aire, humitat relativa, pressió de vapor, radiació solar incident, precipitació, i velocitat i direcció del vent.

7.2.1.2 Cabals i nivells

Les dades dels cabals turbinats i vessats pels sobreexidors dels embassaments de Mequinensa i Riba-roja van ser cedits per ENDESA (Figura 7.1). El vessament d'aigua pels sobreexidors es va produir només en ocasió de riuades. La cota i volum de l'embassament de Riba-roja van ser proporcionades per la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre, CHE (www.chebro.es).

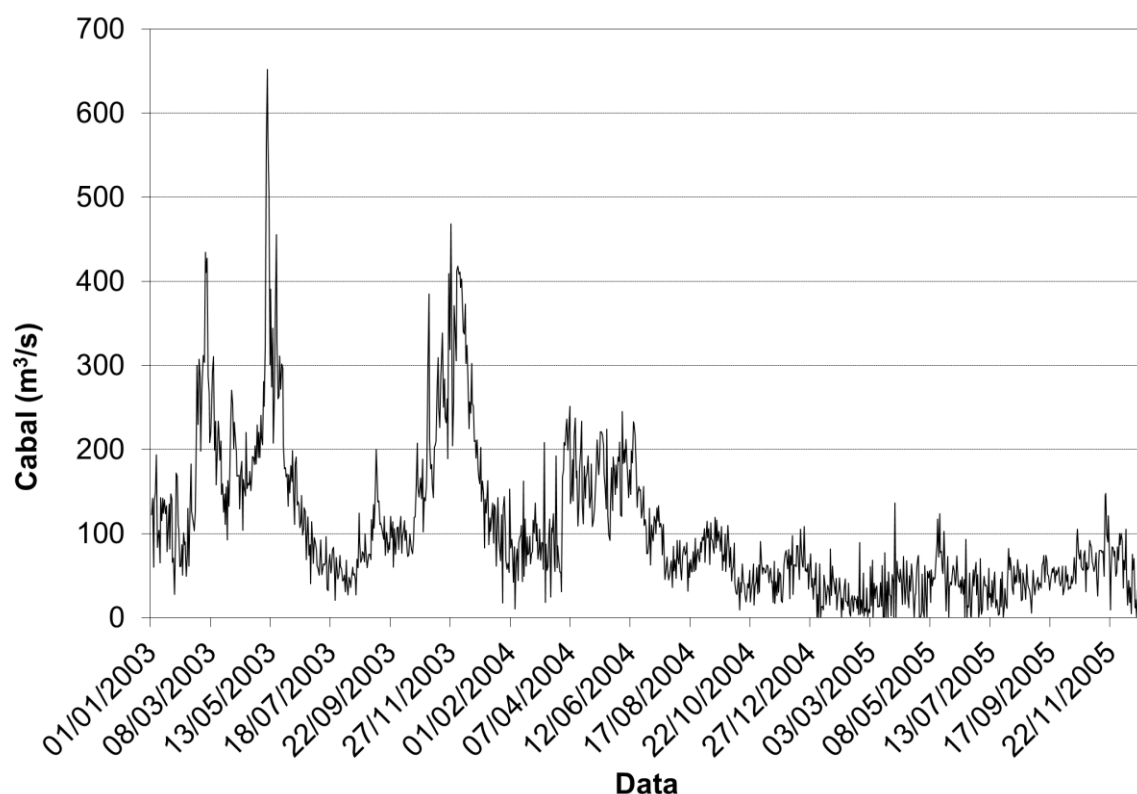
Tot i que la CHE disposa de dades de cabals del Segre i del Cinca, hi ha buits importants en la sèrie de dades en el període d'interès. A més, es tracta de mesures d'una fiabilitat dubtosa, ja que després del buidat de l'embassament de Barasona hi ha hagut una important acumulació de sediments en l'estació d'aforament del Cinca a Fraga, cosa que n'ha alterat la secció. És per això que es va optar per estimar el cabal d'entrada del Segre i del Cinca mitjançant un balanç de massa (Figura 7.2).

7.2.1.3 Temperatura de l'aigua

La temperatura de l'aigua de l'embassament es va mesurar en tres períodes dels anys 2003-2005. En els tres períodes les mesures comprenien al menys el final de l'època d'estratificació i l'inici de l'època de barreja. Els tres períodes van ser:

- de l'11 d'agost al 13 de novembre de 2003;
- del 17 de juny al 15 de desembre de 2004;

Figura 7.2: Cabal mig diari d'entrada a l'embassament de Riba-roja procedent dels rius Segre i Cinca en el període 2003-2005



- del 2 de febrer al 21 de novembre de 2005.

Les mesures es va realitzar mitjançant una cadena de termistors Aanderaa TR7 instal·lada en una plataforma situada prop de la presa de Riba-roja (Figura 7.3). Els termistors estaven distanciats 2 m l'un de l'altre i arribaven fins a una profunditat de 18 m. Les mesures es prenen cada hora.

A part d'això, uns anys abans del període considerat, en els anys 1998-1999, es va mesurar la temperatura de l'aigua a l'entrada de l'embassament, al Segre a Aitona, al Cinca a Fraga i a l'Ebre a la sortida de l'embassament de Mequinensa (Val, 2003). Es van utilitzar termistors pt100 de Campbell per mesurar la temperatura mitjana cada 10 minuts. Aquestes dades van ser utilitzades per estudiar la possibilitat d'estimar la temperatura de l'aigua d'entrada de l'Ebre, Segre i Cinca en el període d'interès (González, 2007; González-Núñez *et al.*, 2008). D'altra banda, va ser possible obtenir mesures de la temperatura mitjana diària de l'aigua del Segre a Seròs proporcionades per l'ACA per al període 2003-2005.

7.2.1.4 Conductivitat dels afluents

La conductivitat dels afluents d'entrada a l'embassament s'ha obtingut de les mesures de la xarxa SAICA realitzades per la CHE en les estacions de Fraga, Mequinensa i Seròs (www.chebro.es). Es tracta de mesures realitzades una vegada al mes. Tanmateix, per modelitzar el comportament de l'embassament es fan servir dades diàries, que ha calgut estimar (v. ap. 7.2.3.1). D'altra banda, el model DYRESM pot utilitzar dades de salinitat, que es poden estimar a partir de la conductivitat (v. ap. 7.2.3.2).

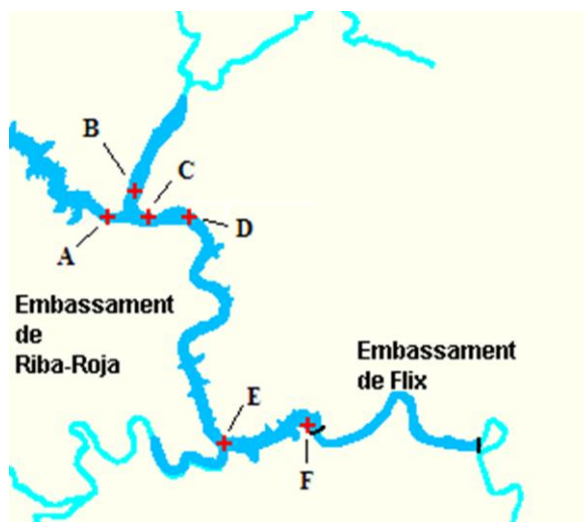
7.2.1.5 Perfils

En diferents dates dins del període 2003-2005 es van realitzar perfils verticals de les característiques físico-químiques de l'embassament mitjançant una sonda multiparamètrica Turo T-611. Aquesta sonda mesura la temperatura, la conductivitat, la concentració i percentatge de saturació d'oxigen, el pH, el potencial Redox, i la turbiditat. Les dates i punts en què es van mesurar els perfils es poden veure en la Figura 7.4 i en la Taula 7.1.

Figura 7.3: Presa de Riba-roja i situació aproximada de la plataforma de mesura de la temperatura de l'aigua. Modificada a partir d'imatge de la CHE



Figura 7.4: Punts en què es van realitzar els perfils



Taula 7.1: Dates dels perfils i punts en què es van realitzar (A-F)

Data	Punts de mesura					
	A	B	C	D	E	F
28/07/04						X
15/12/04						X
01/02/05	X	X	X	X		X
11/05/05	X	X		X	X	X
19/07/05	X	X		X	X	X
22/11/05	X	X		X		X

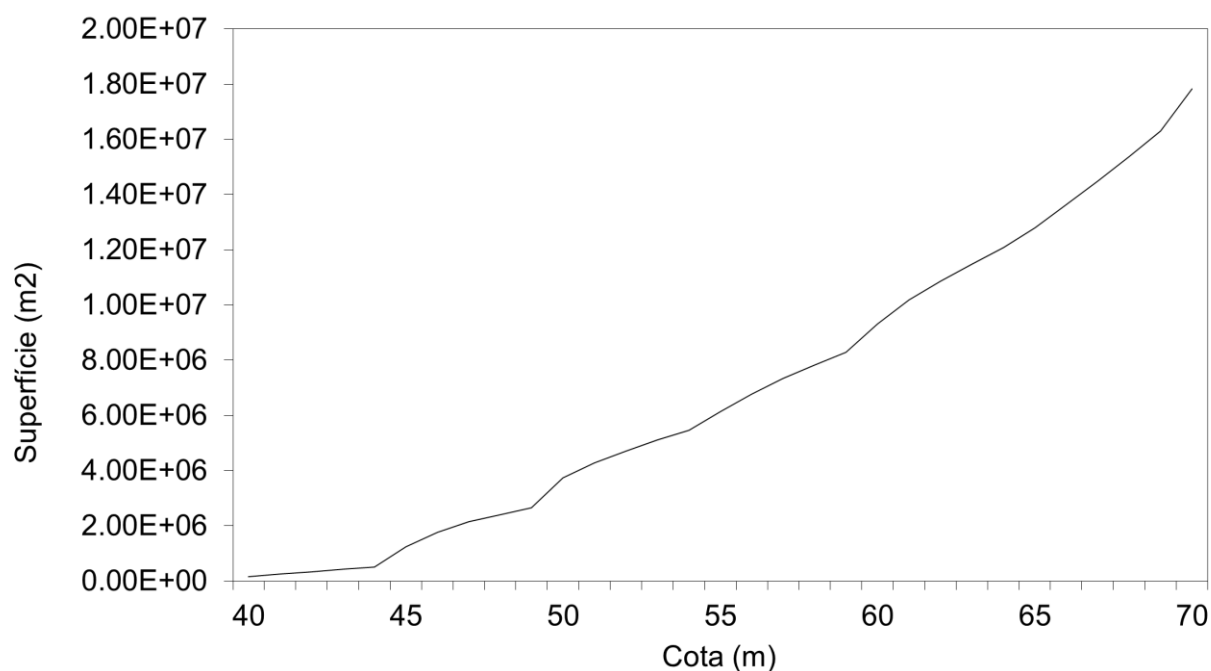
Taula 7.2: Pendent i semiangle dels afluents de l'embassament de Riba-roja

	Ebre	Segre
Pendent (m/m)	0,0002075	0,001583
Semiangle (°)	83,29	87,64

7.2.1.6 Dades morfomètriques

Les dades morfomètriques de l'embassament s'han obtingut d'ENHER (1963) i de Varela *et al.* (1986). De Varela *et al.* (1986) es va extreure la corba hipsomètrica (Figura 7.5), mentre que el semiangle i pendent dels afluents d'entrada es van obtenir d'ENHER (1963) (Taula 7.2).

Figura 7.5: Corba hipsogràfica de l'embassament de Riba-roja. Font: Varela *et al.* (1986)



7.2.2 Estimació de la temperatura dels afluents

En el període 2003-2005 no es disposava de mesures de la temperatura dels afluents d'entrada a l'embassament, excepte en el cas del Segre a Seròs. És per això que es van utilitzar les dades dels anys 1998-1999 per estimar la temperatura de l'aigua d'entrada.

7.2.2.1 Estimació de la temperatura de l'Ebre a Mequinensa

La temperatura de l'aigua que surt de l'embassament de Mequinensa presenta una reduïda variabilitat diària i estacional, ja que es tracta d'aigua procedent de l'hipolímnion de l'embassament. Això fa que siga poc sensible als canvis meteorològics i que les seues oscil·lacions tèrmiques mostren un retard respecte a les variacions meteorològiques. A partir de les mesures de temperatura dels anys 1998-1999 s'ha pogut estimar la temperatura de l'aigua de l'Ebre a l'entrada de l'embassament de Riba-roja com una funció quasi sinusoidal (González, 2007; González-Núñez *et al.*, 2008)

$$T_E(i) = 14,655 - 8,237 \cos\left[\left(\frac{i}{365} - 6,225\right)\right] + 11,888 \cos\left[\left(\frac{i}{365} - 6,255\right)\right] \quad (1)$$

on i és el dia julià.

7.2.2.2 Estimació de la temperatura de l'aigua del Segre

Les mesures de la temperatura de l'aigua del Segre a Aitona i del Cinca a Fraga en els anys 1998-1999 mostren que la temperatura dels dos rius a l'entrada de l'embassament de Riba-roja és quasi equivalent (Figura 7.7). Per tant, s'ha considerat que la temperatura de l'aigua del Segre a l'entrada de l'embassament pel període 2003-2005 era igual a la temperatura del Segre a Seròs, per al qual es disposava de dades.

Figura 7.7: Relació entre la temperatura de l'aigua del Segre a Aitona i del Cinca a Fraga per als anys 1998-1999

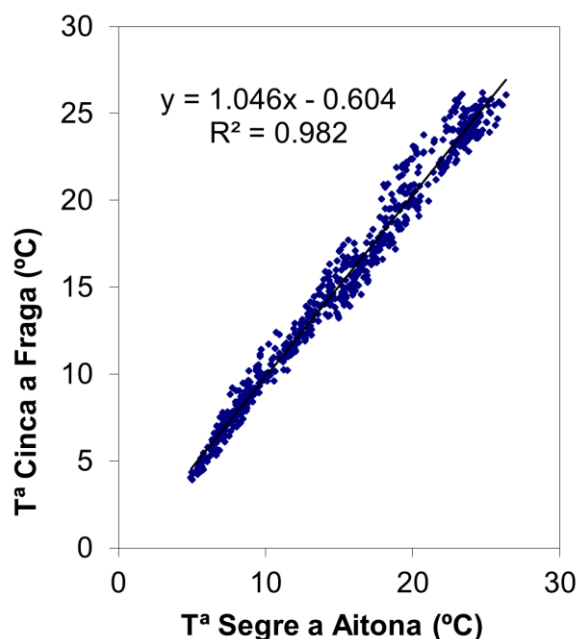
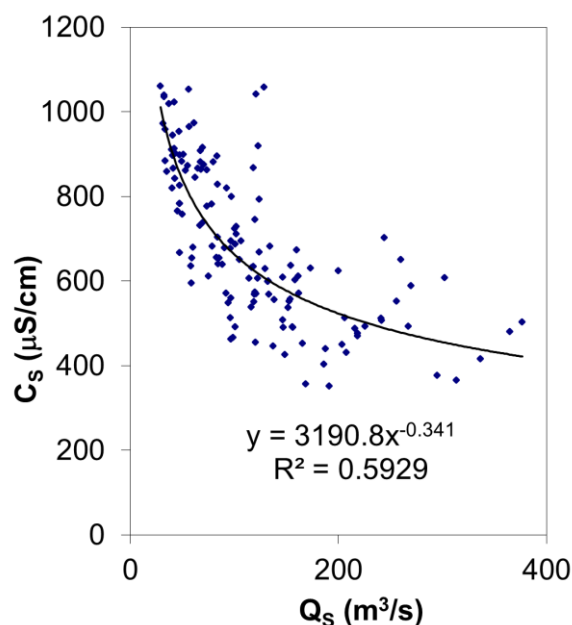


Figura 7.6: Relació entre conductivitat i cabal del Segre a l'entrada de l'embassament de Riba-roja



7.2.3 Estimació de la salinitat dels afluents

7.2.3.1 Estimació de la conductivitat

Es disposava de dades de la conductivitat de l'Ebre a Mequinensa, del Segre a Seròs i del Cinca a Fraga des de 1980 fins al 2006 mesurades una vegada al mes per la CHE (xarxa SAICA). La conductivitat del Segre a l'entrada de l'embassament s'ha calculat com

$$C_s = \frac{Q_{SS}C_{SS} + Q_{CF}C_{CF}}{Q_{SS} + Q_{CF}} \quad (2)$$

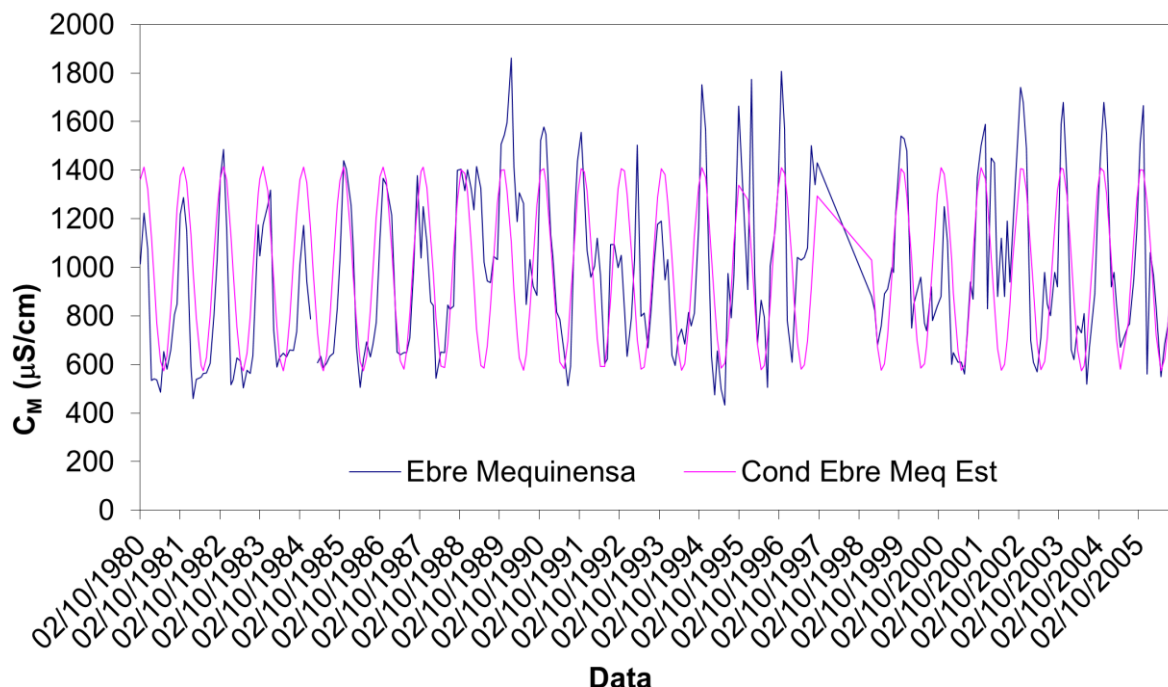
on Q_{SS} i C_{SS} són el cabal i la conductivitat del Segre a Seròs, i Q_{CF} i C_{CF} són el cabal i la conductivitat del Cinca a Fraga. Llavors sembla clar que hi ha una relació entre conductivitat i cabal, que es mostra en la Figura 7.6. La conductivitat és més alta quan els cabals són menors.

Pel que fa a la conductivitat de l'Ebre a Mequinensa, presenta un caràcter cíclic que es pot estimar de forma aproximada amb una funció sinusoidal (Figura 7.8):

$$C_E = 993,67 + 420,58 \sin\left(\frac{2\pi}{365,25}i + 2,6065\right) \quad (3)$$

on i és el dia julià. El coeficient de correlació de l'ajust d'aquesta equació és $r^2 = 0,4175$.

Figura 7.8: Conductivitat mesurada i estimada de l'Ebre a Mequinensa



7.2.3.2 Càlcul de la salinitat

La salinitat en psu (*practical salinity units*) es pot calcular a partir de la conductivitat mitjançant la fórmula següent (UNESCO, 1981):

$$S = 0,0080 - 0,1692R_{15}^{1/2} + 25,3851R_T + 14,0941R_T^{3/2} - 7,0261R_T^2 + 2,7081R_T^{5/2} + \otimes S \quad (4)$$

on

$$R_t = C(S, T, 0) / C(KCl, T, 0) \quad (5)$$

$$\begin{aligned}
\otimes S = & \frac{T-15}{1+0,0162(T-15)} + \\
& + 0,005 - 0,0056R_T^{1/2} - 0,0066R_T - 0,0375R_T^{3/2} + \\
& + 0,636R_T^2 - 0,0144R_T^{5/2}
\end{aligned} \tag{6}$$

$C(S, T, 0)$ és la conductivitat de la mostra a la temperatura T i pressió atmosfèrica estàndard i $C(KCl, T, 0) = 42,914$ mS/cm és la conductivitat de la solució estàndard de clorur potàssic a la temperatura T i pressió atmosfèrica estàndard.

7.2.4 Modelització: DYRESM

7.2.4.1 El model DYRESM

El model DYRESM és un model que serveix per a la modelització del comportament hidrodinàmic de llacs i embassaments en la dimensió vertical a un interval de temps diari. Aquest model simula la distribució vertical de salinitat, temperatura i densitat de la massa d'aigua d'interès a partir d'un perfil inicial, de dades meteorològiques, de dades de la morfologia de la cubeta i de dades dels afluents i efluents. La validesa de les estimacions obtingudes amb DYRESM ha estat comprovada en embassaments de diferents parts del món (Patterson *et al.*, 1984; Han *et al.*, 2000; Hornung, 2002).

Perquè el model DYRESM siga aplicable a un determinat embassament o llac cal que els processos físics que tenen lloc en la dimensió vertical siguin més importants que els que actuen sobre la dimensió horitzontal. Per a això cal comprovar que l'efecte de rotació de la Terra (efecte Coriolis), l'efecte dels fluxos d'entrada i sortida i l'efecte del vent són poc importants (Patterson *et al.*, 1984; Imberger & Patterson, 1990; Antenucci & Imerito, 2002). Amb aquesta finalitat se solen fer servir una sèrie de números (número de llac, de Wedderburn, etc.). Tanmateix, aquests indicadors estan pensats per a llacs o embassaments amb una morfologia de la cubeta aproximadament circular. En el cas d'embassaments del tipus del de Riba-roja, de forma allargada i meandriforme, aquests números són de difícil aplicació i interpretació.

7.2.4.2 Calibratge

Tot i que en el manual del model s'afirma que no és necessari realitzar un calibratge del model (Antenucci & Imerito, 2002), es pot millorar l'ajust dels resultats si es fa (Hornung, 2002; Rigosi, 2006; González, 2007; Salgado, 2008). És per això que sota la direcció de l'autor i del professor Martí Sánchez es van desenvolupar dues tesines de llicenciatura per tal de calibrar el model DYRESM per al cas de l'embassament de Riba-roja. En la primera de les tesines, la de González (2007), es va realitzar un primer calibratge manual del model. En la segona de les tesines (Salgado, 2008), es va realitzar una anàlisi de sensibilitat de tots els paràmetres del model i un estudi de la incertesa de les prediccions. Es va determinar que els paràmetres més sensibles del model són la mida de la malla, el coeficient d'extinció de la llum, el semiangle de l'Ebre, l'albedo i l'emissivitat. A més, es va comprovar que en l'època de barreja la incertesa dels resultats és menor que en l'època d'estratificació. De la mateixa manera, la temperatura en superfície presenta una major incertesa que en profunditat. Els resultats de la simulació d'acord amb el calibratge de Salgado (2008) es mostren en la Figura 7.9.

7.2.4.3 Estudi de la hidrodinàmica

S'ha utilitzat el model DYRESM per estudiar la hidrodinàmica de l'embassament de Riba-roja. D'una banda, s'ha modelitzat el comportament de l'embassament estimant la salinitat utilitzant funcions d'ajust obtingudes a partir de dades de la CHE (v. ap. 7.2.3). Tanmateix, com que la salinitat varia al llarg de l'any i com que hi ha períodes de l'any en què les salinitats de l'Ebre i del Segre a l'entrada de l'embassament són semblants, és difícil d'interpretar els resultats. Per això, també s'ha utilitzat una variant d'un mètode usat per Rueda *et al.*, (2006). Usant el model DYRESM, aquests autors van utilitzar polsos de baixa salinitat (0,001 psu) com a traçador conservatiu per estudiar el temps de residència en embassaments. En utilitzar una baixa concentració aquesta no afecta de forma significativa a la hidrodinàmica del model. En el nostre cas, hem utilitzat una idea semblant per poder determinar com es barreja l'aigua dels dos afluents al llarg de l'any i la profunditat a la qual circulen. El mètode ha consistit en assignar un valor de la salinitat constant als dos afluents, però amb una petita diferència. A l'Ebre se li ha assignat un valor de 0,1 psu i al Segre de 0,0 psu. Tot i que els valors reals són majors (0,2-1 psu), s'ha comprovat que, en front de les variacions de temperatura, aquests valors no són prou alts per influir de forma significativa sobre la hidrodinàmica del model (Figura 7.10).

Figura 7.9: Temperatura estimada pel model DYRESM (dalt), temperatura mesurada (mig) i diferència de temperatures entre totes dues (baix). Font: Salgado (2008)

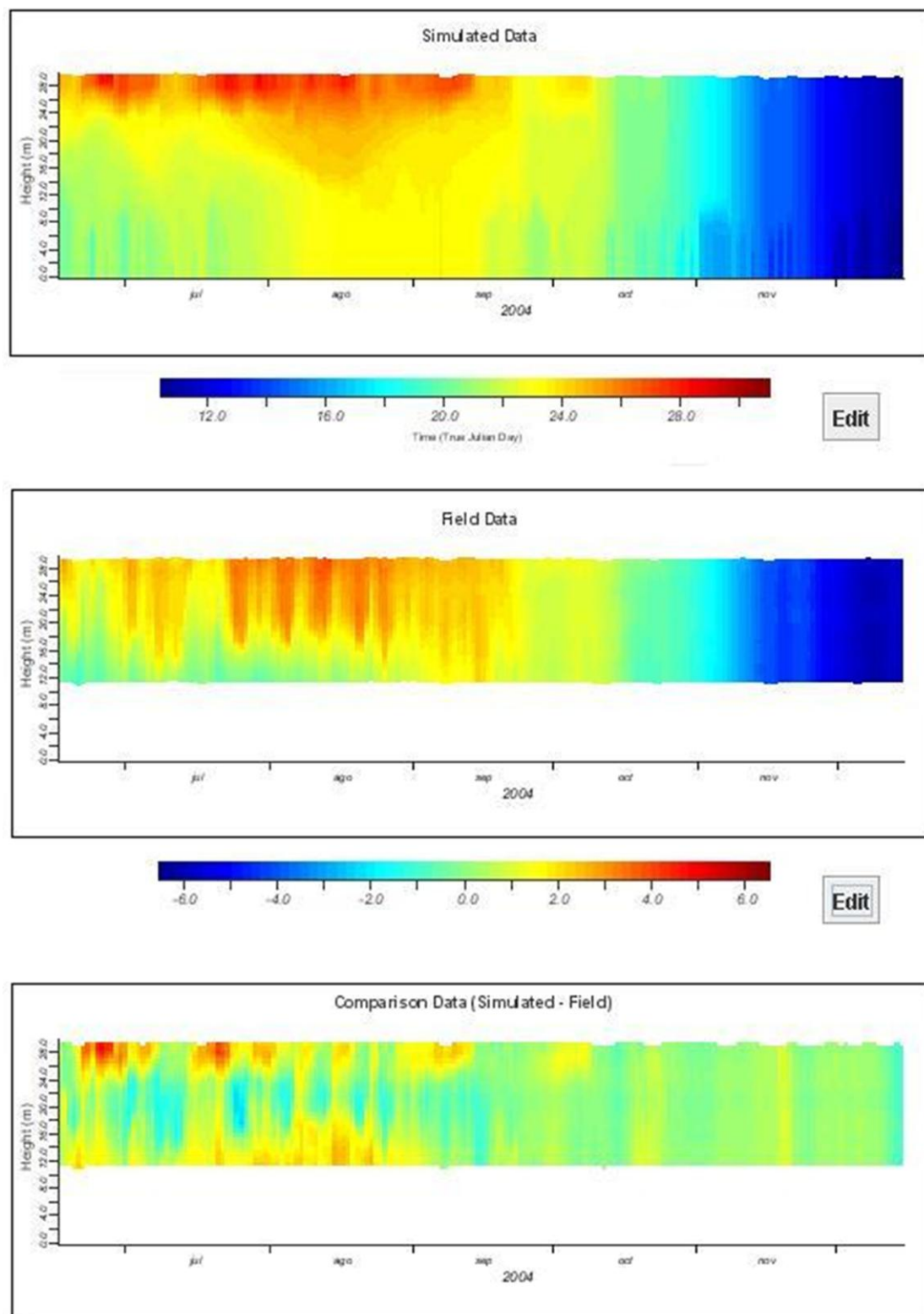
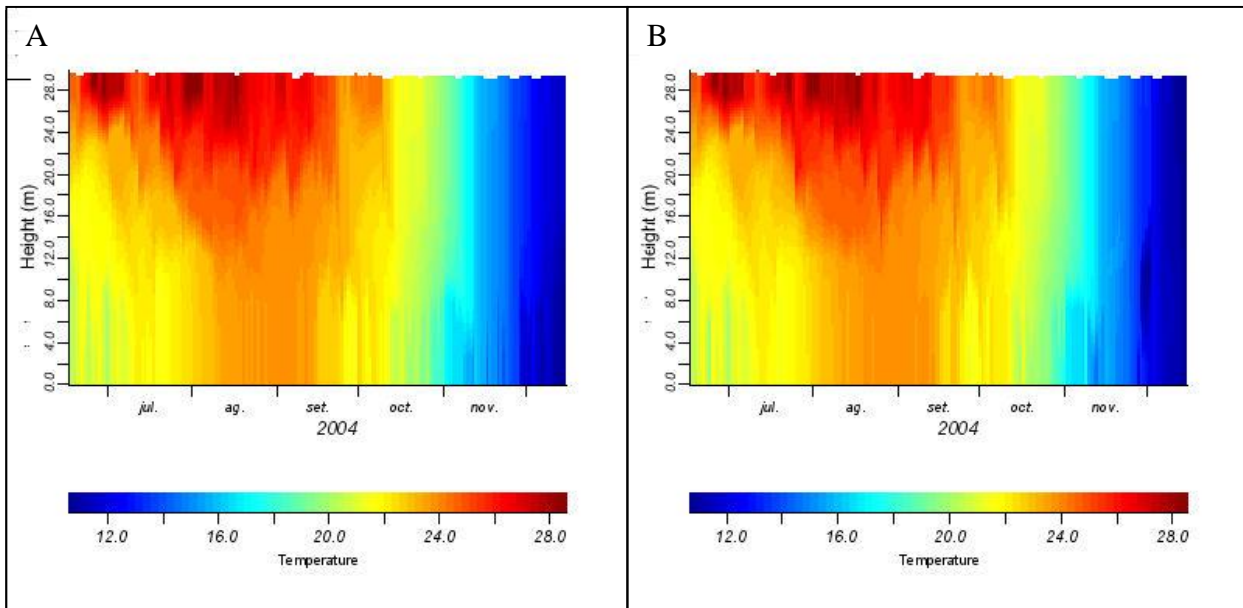


Figura 7.10: Temperatura estimada pel model DYRESM suposant que la salinitat és igual a 0 (A) o utilitzant valors estimats (B)



7.3 Resultats i discussió

7.3.1 Característiques dels afluents d'entrada

7.3.1.1 Temperatura

La temperatura dels afluents que arriben a l'embassament de Riba-roja segueix patrons ben diferents (Figura 7.12). Si bé d'una banda la temperatura del Segre i del Cinca són molt semblants i van bastant d'acord amb la temperatura de l'aire, la temperatura de l'Ebre té una menor variabilitat i presenta un retard considerable d'uns dos mesos respecte la temperatura de l'aire. A l'Ebre la temperatura mitjana diària oscil·la entre els 7-8 °C i els 22-23 °C, mentre que al Segre i el Cinca aquesta oscil·la entre els 4-6 °C i els 25-26 °C. La causa d'aquestes diferències es troba en el fet que l'aigua de l'Ebre prové de l'hipolimnion de l'embassament de Mequinensa.

Figura 7.12: Temperatura mitjana diària de l'aigua de l'Ebre a Mequinensa, del Cinca a Fraga, del Segre a Aitona i temperatura de l'aire a Riba-roja

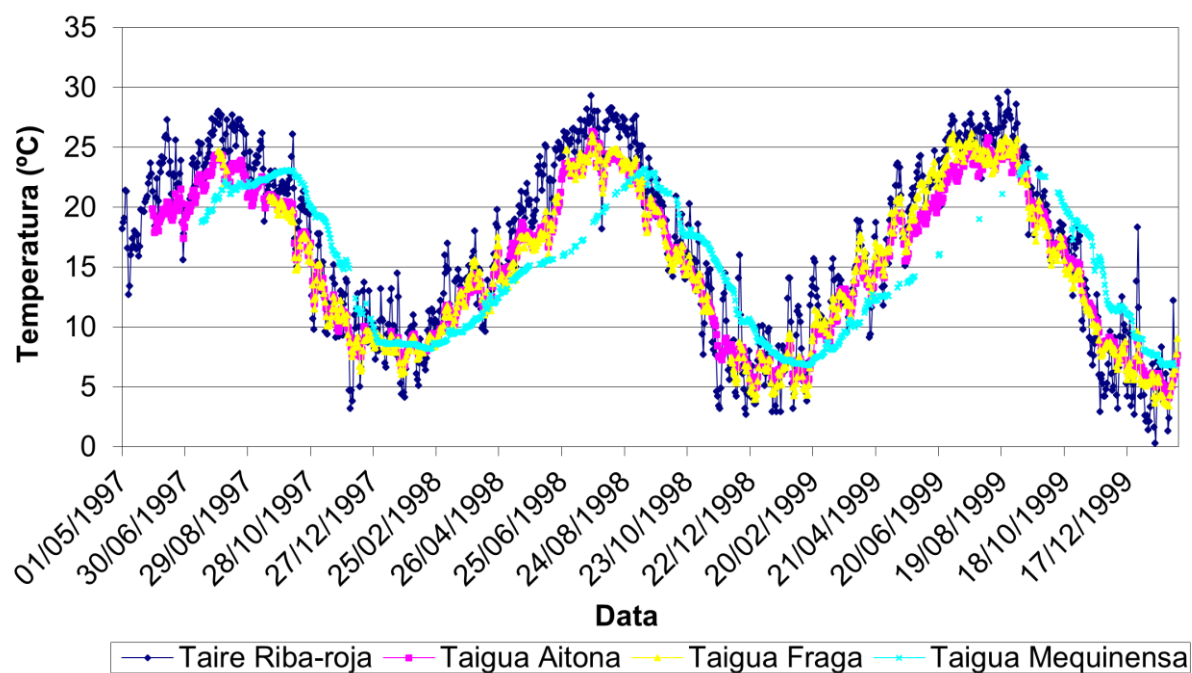
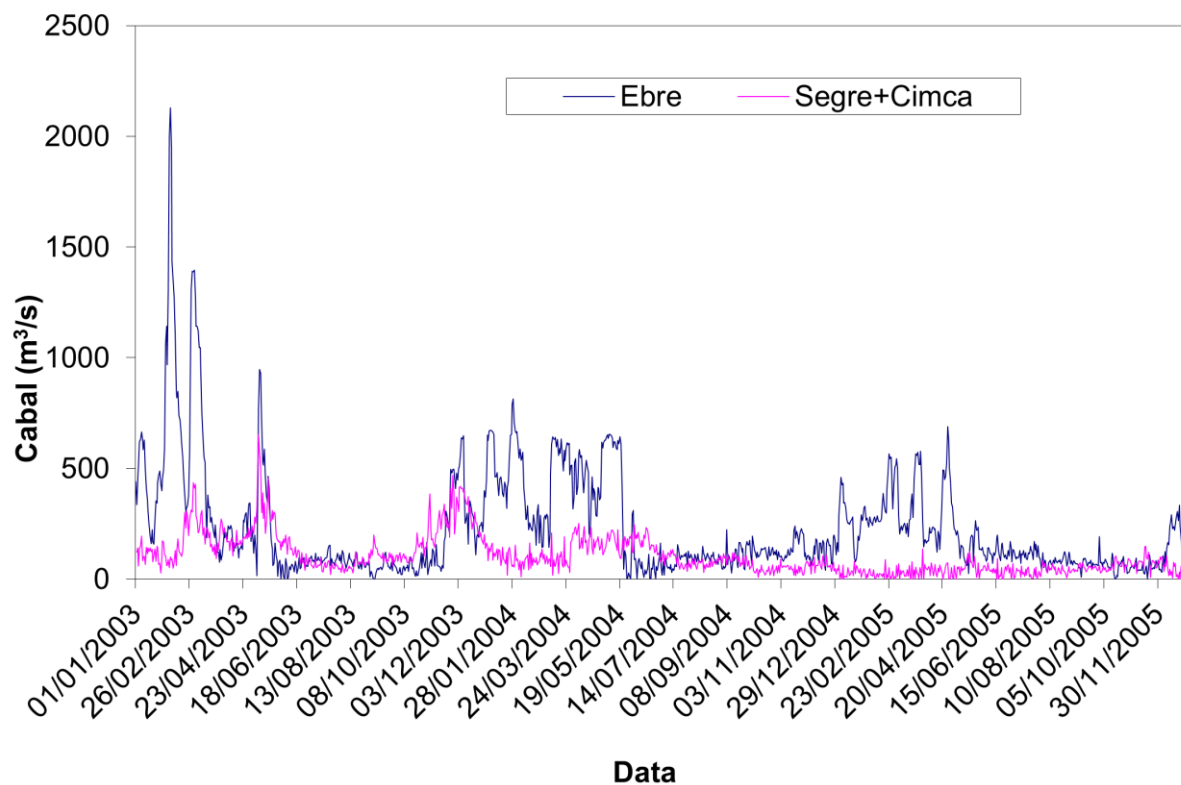


Figura 7.11: Cabals dels afluents d'entrada a l'embassament de Riba-roja (2003-2005). Font: ENDESA



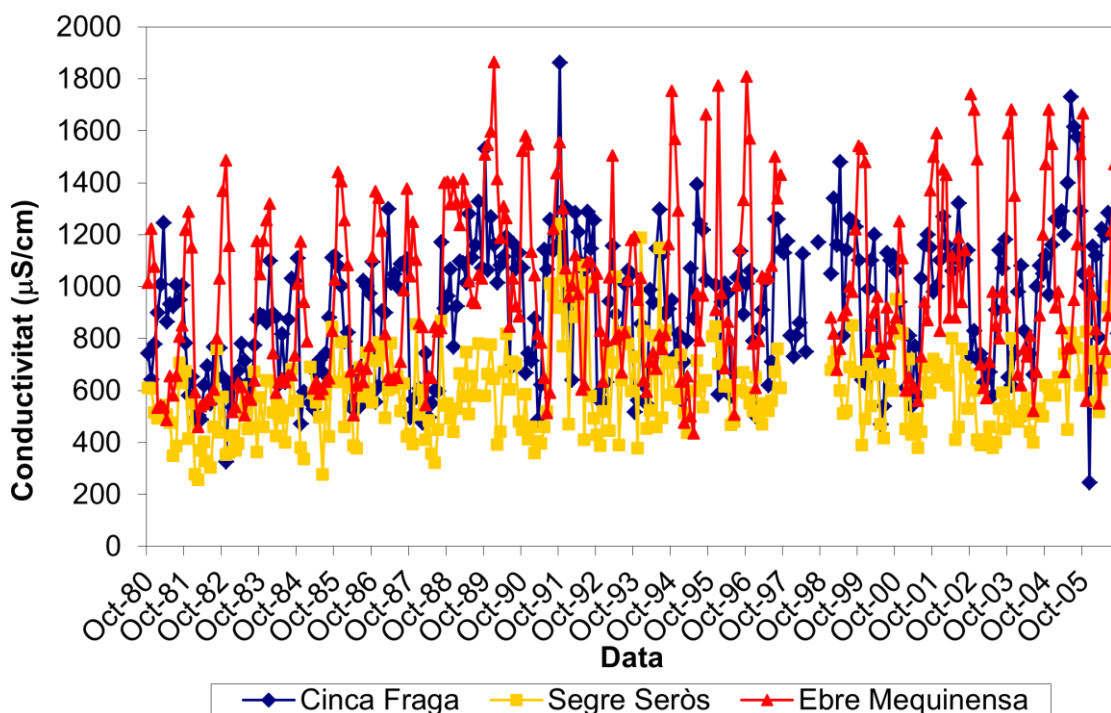
7.3.1.2 Cabals

El cabal aportat per l'Ebre en general és major que l'aportat pel Segre i el Cinca conjuntament (Figura 7.11). Tanmateix, durant l'estiu i períodes de sequera (p. ex. finals de 2005) el cabal del Segre i Cinca és comparable al de l'Ebre o, en ocasions, fins i tot major.

7.3.1.3 Conductivitat

La conductivitat de l'Ebre a Mequinensa, del Segre a Seròs i del Cinca a Fraga en el període 1980-2006 es mostra en la Figura 7.13. Com s'ha comentat més amunt, la conductivitat de l'Ebre a Mequinensa té un comportament cíclic bastant clar (v. ap. 7.2.3.1, Figura 7.8). La conductivitat és màxima a la tardor, normalment en el mes de novembre, amb valors que poden arribar a 1200-1800 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Els valors mínims, al voltant de 400-800 $\mu\text{S}/\text{cm}$, s'hi donen a la primavera. Pel que fa al Segre i al Cinca, la conductivitat no presenta un comportament cíclic tan clar, però sí una dependència important del cabal (v. ap. 7.2.3.1, Figura 7.6). En general, la conductivitat del Segre varia poc, oscil·lant entre 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ i 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En canvi, la conductivitat del Cinca és

Figura 7.13: Conductivitat dels afluents de l'embassament. Font: CHE



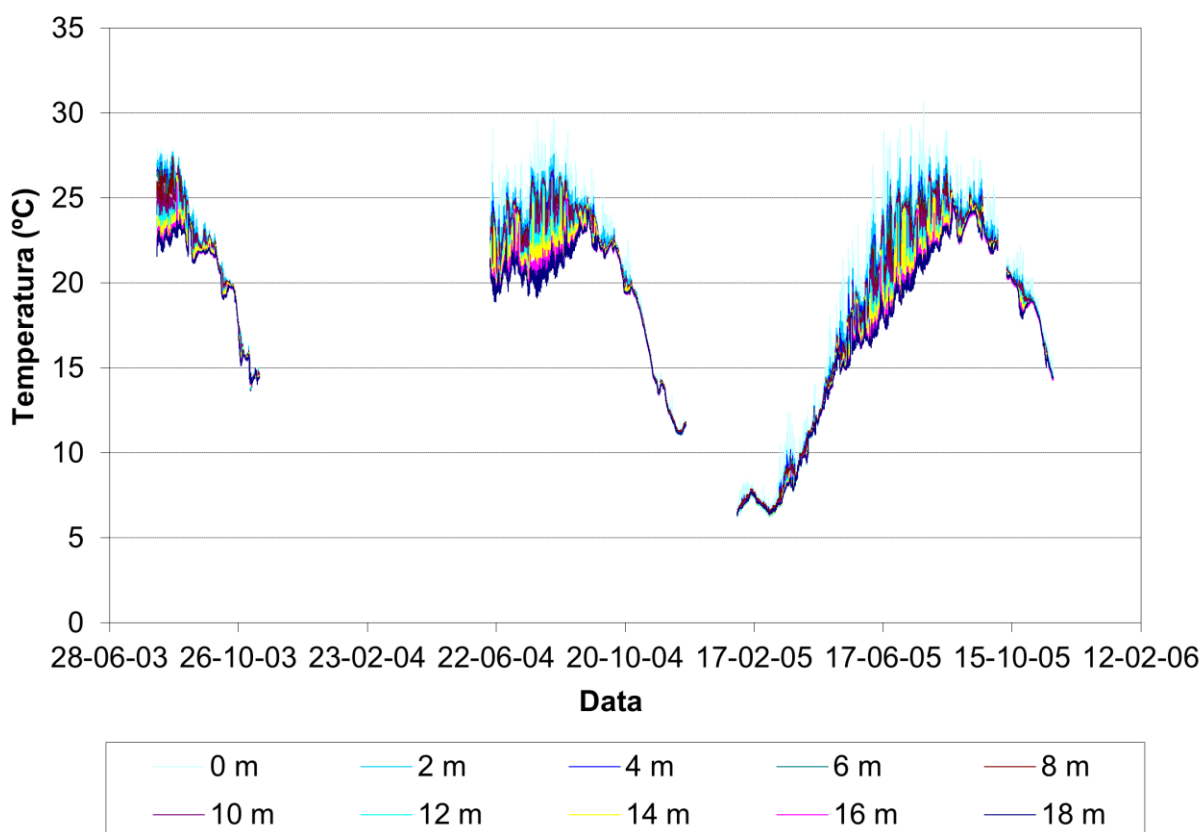
més variable i en certes ocasions pot ser més elevada que la de l'Ebre a Mequinensa.

7.3.2 L'embassament

7.3.2.1 Temperatura de l'aigua a la zona de la presa

El comportament presenta principalment un comportament monomíctic, amb una època d'estratificació que va aproximadament de maig a setembre-octubre i una època de barreja la resta de l'any (Figura 7.14). Tot i això, en els períodes de barreja es poden identificar de tant en tant períodes en què hi ha dèbils gradients tèrmics en l'embassament. Les temperatures en superfície poden arribar a 28-30 °C durant l'estiu, amb els màxims produint-se en els mesos de juliol i agost. En profunditat, els màxims succeeixen més tard, cap a finals d'agost o començaments de setembre, i els valors són inferiors, de 23-24 °C. La màxima diferència entre la superfície i el fons es dona al juny o juliol i té un valor de 6-8 °C i puntualment pot arribar fins als 10 °C. Les temperatures mínimes anuals es donen al febrer i març, atenyent valors al voltant dels 6-8 °C.

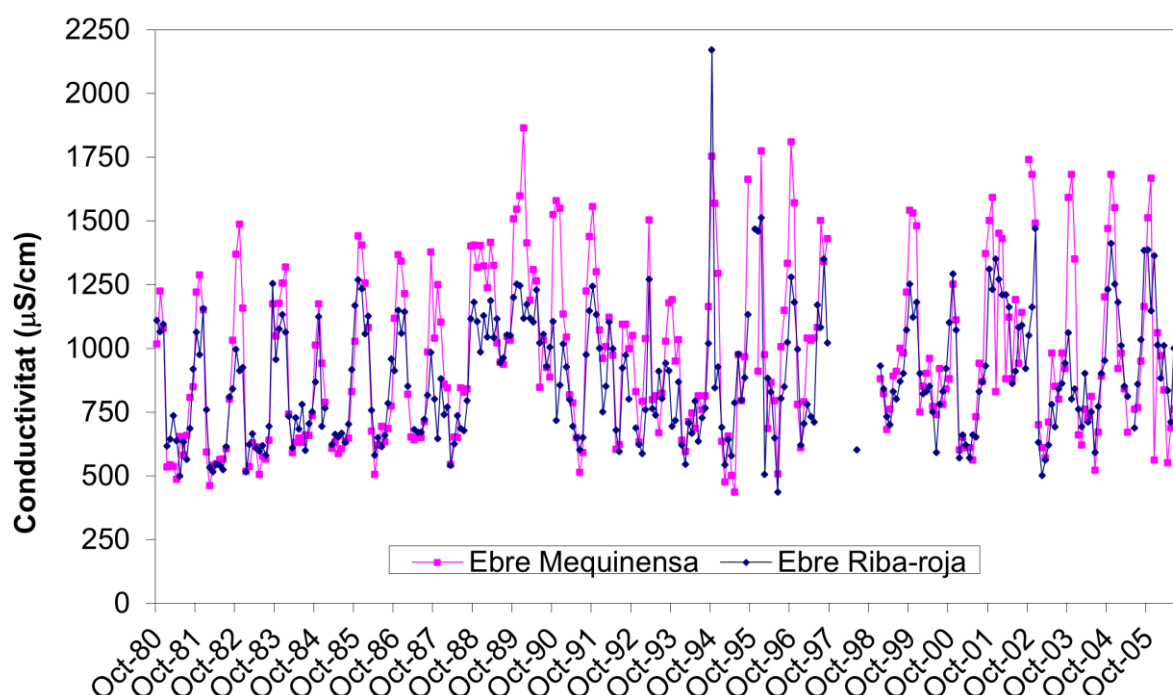
Figura 7.14: Temperatura de l'aigua de l'embassament a diferents profunditats (2003-2005)



7.3.2.2 Conductivitat

La conductivitat de l'Ebre a la sortida de l'embassament de Riba-roja presenta un comportament semblant al de la conductivitat de l'Ebre a la sortida de l'embassament de Mequinensa (Figura 7.15). Com en aquest últim cas, hi ha un comportament cíclic amb el màxim en els mesos d'octubre i novembre. Els valors mínims són pràcticament els mateixos que es troben a Mequinensa, però els valors màxims (1000-1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$) són inferiors als enregistrats en aquesta última estació.

Figura 7.15: Conductivitat de l'Ebre a l'entrada i a la sortida de l'embassament de Riba-roja. Font: CHE

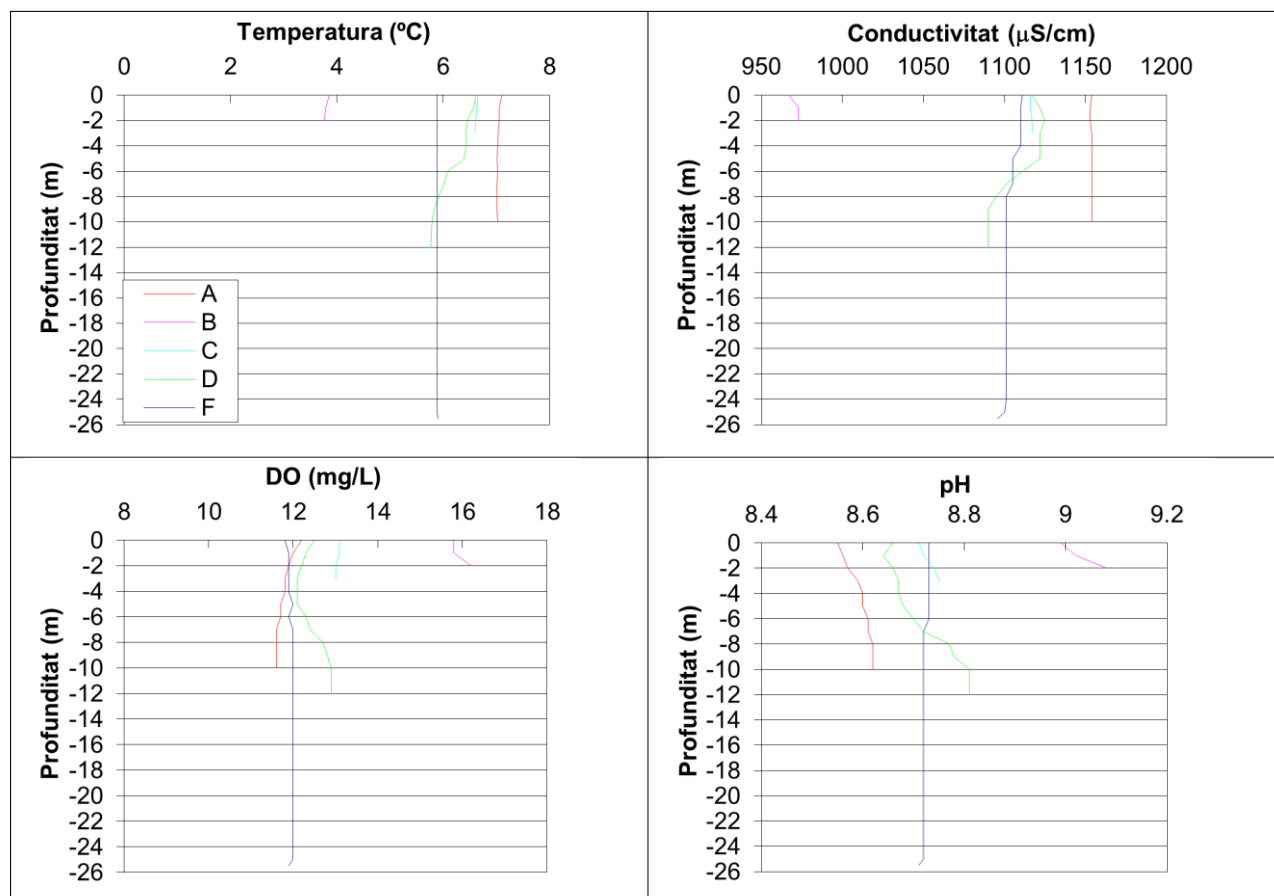


7.3.2.3 Paràmetres fisicoquímics al llarg de l'embassament (hivern)

En la Figura 7.16 es mostren els perfils fisicoquímics mesurats en diferents punts de l'embassament l'1 de febrer de 2005. La temperatura del Segre a l'entrada de l'embassament (punt B) és uns 3 °C menor que la de l'Ebre (punt A, 7 °C). En conseqüència, en la zona de la cua de l'embassament (punt D), l'aigua del Segre circula pel fons, mentre que la de l'Ebre roman en

superfície, creant-se una lleugera estratificació tèrmica. A causa de la barreja i de la pèrdua de calor per superfície, aquesta lleu estratificació ja no es pot detectar a la presa (punt F).

Figura 7.16: Temperatura, conductivitat, oxigen dissolt (DO) i pH en diferents punts de l'embassament de Ribarroja (01/02/05)

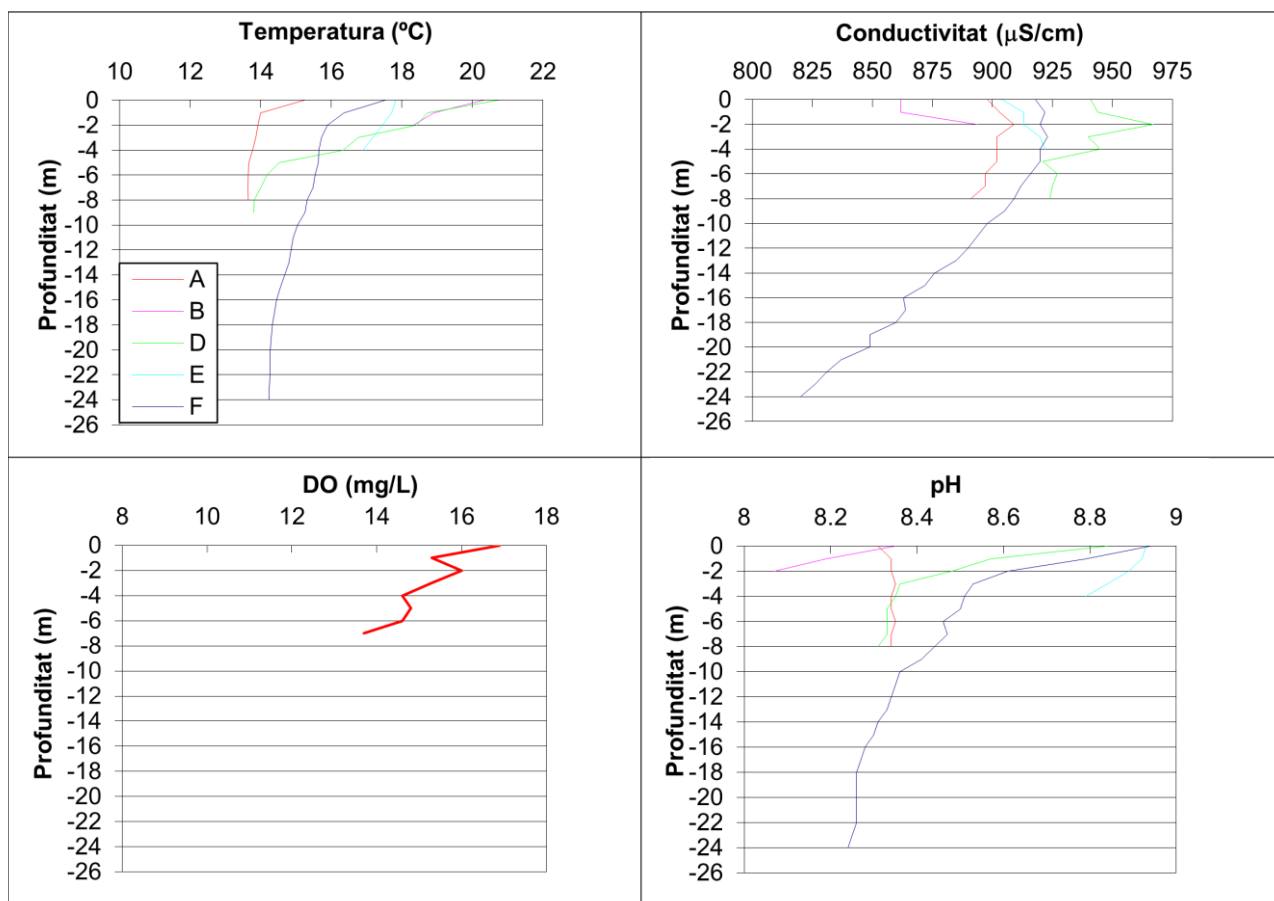


Pel que fa a la conductivitat i a la concentració d'oxigen, es dona una situació semblant. L'aigua de l'Ebre té una conductivitat major i una menor concentració d'oxigen que la del Segre. Aquestes diferències dels afluents d'entrada es tradueixen en diferències verticals entre l'aigua de superfície i de fons, ja que la superficial és aigua de l'Ebre i la del fons del Segre. A més, tot i la barreja que es produeix al llarg de l'embassament, a la presa encara és perceptible un lleuger gradient coherent amb aquest tipus de circulació. En el cas del pH, en canvi, en la zona de la presa el lleuger gradient sembla ser contrari al que seria d'esperar segons la procedència de l'aigua, ja que el pH és més alt en superfície que al fons. Tanmateix, aquest major valor del pH en superfície podria ser degut a l'efecte de la fotosíntesi.

7.3.2.4 Paràmetres fisicoquímics al llarg de l'embassament (primavera)

En la Figura 7.17 es mostren els perfils fisicoquímics mesurats en diferents punts de l'embassament l'11 de maig de 2005. A la primavera la temperatura de l'Ebre és inferior a la del Segre i, en conseqüència, menys densa. Això vol dir que la situació hidrodinàmica és inversa a la de l'hivern: l'aigua de l'Ebre circula pel fons i la del Segre per la superfície. En la cua de l'embassament l'estratificació és important, amb diferències de 6 °C entre la superfície i el fons. A més, a diferència de l'hivern, en la zona de la presa s'hi detecta una certa estratificació tèrmica, tot i que és menor que a la cua per causa de la barreja.

Figura 7.17: Temperatura, conductivitat, oxigen dissolt (DO) i pH en diferents punts de l'embassament de Ribarroja (11/05/05)

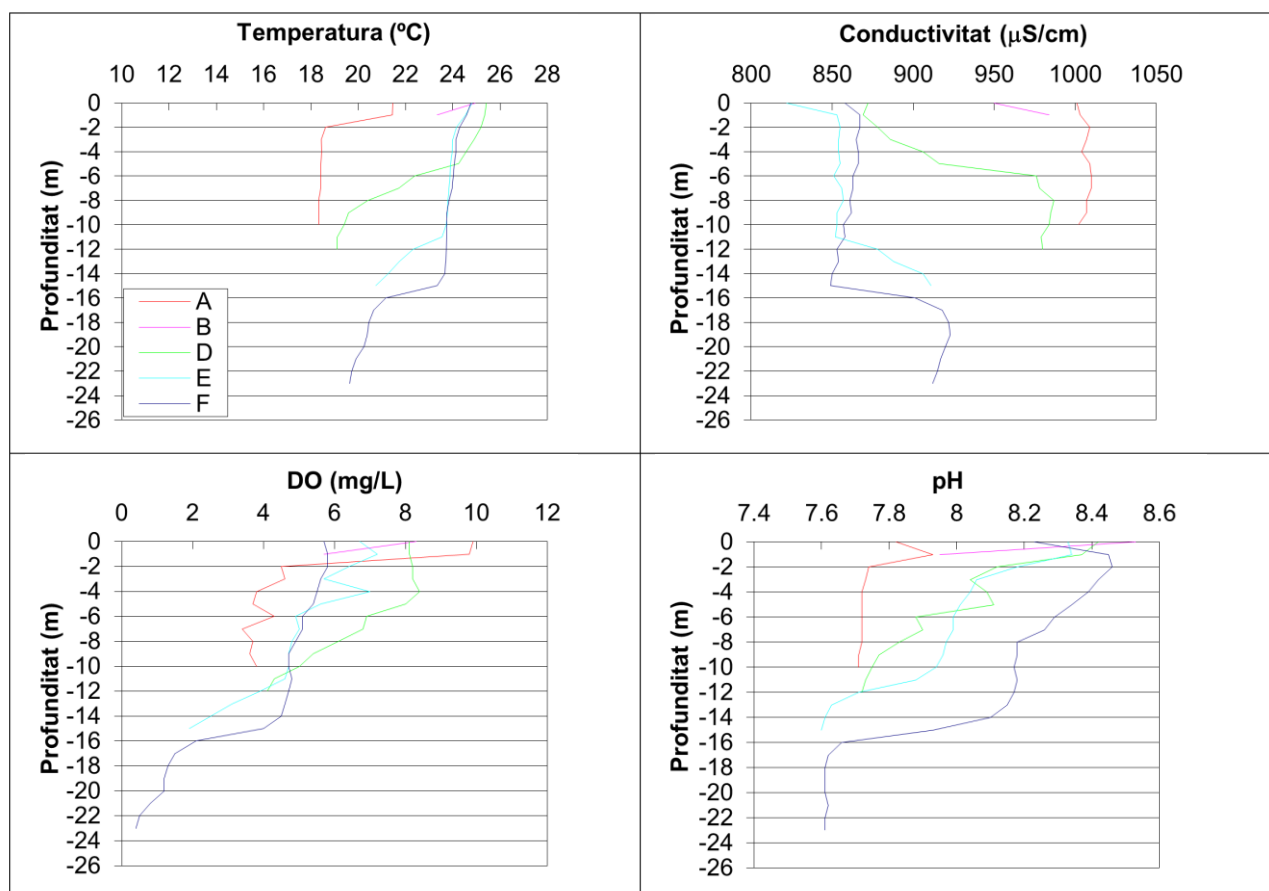


Pel que fa a la conductivitat és bastant semblant en els dos afluents, si bé és lleugerament major la de l'Ebre. Les diferències de conductivitat entre la superfície i el fons es mantenen al llarg de tot l'embassament, des de la cua fins a la presa, si bé a la presa la picnoclina és molt més suau que la que s'observa a la cua. Respecte a l'oxigen només es disposa de dades de l'Ebre a l'entrada de l'embassament, ja que el sensor d'oxigen de la sonda multiparamètrica es va espatllar després de realitzar les mesures en aquest primer punt. Aquestes dades mostren que l'aigua de l'Ebre encara estava ben oxigenada. Pel que fa al pH, els valors als afluents són molt semblants, al voltant de 8,1-8,3. Dins de l'embassament, el pH presenta un fort gradient en els primers tres metres, probablement reflectint la importància de la fotosíntesi en la capa superficial.

7.3.2.5 Paràmetres fisicoquímics al llarg de l'embassament (estiu)

En la Figura 7.18 es mostren els perfils fisicoquímics mesurats en diferents punts de l'embassament el 19 de juliol de 2005. Durant l'estiu l'embassament presenta una clara

Figura 7.18: Temperatura, conductivitat, oxigen dissolt (DO) i pH en diferents punts de l'embassament de Ribarroja (19/07/05)

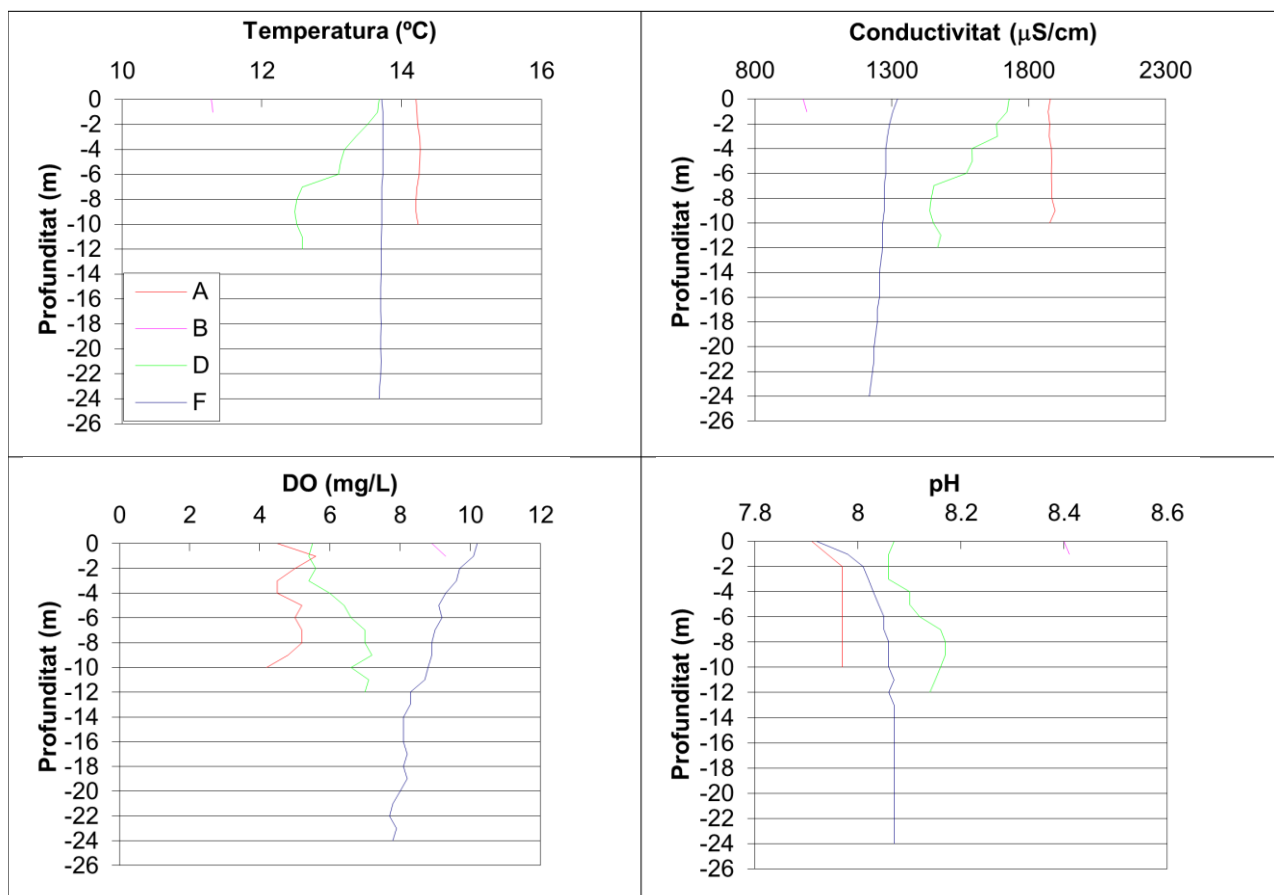


estructura en dues capes molt ben delimitades per una clara termoclina. A la presa (punt F) l'epilímnion ocupa els primers 15 m, el metalímnion té un gruix d'un parell de metres i l'hipolímnion correspon als últims 6 m. A mesura que ens movem cap a la cua de la presa l'epilímnion és més prim i el metalímnion es fa més ample. A l'entrada del Matarranya l'epilímnion té un gruix d'11 m (punt E) i a la cua de l'embassament, d'uns 5 m (punt D). Aquesta estratificació estaria causada pel major escalfament de les capes superiors i la circulació diferenciada dels dos afluents dins de l'embassament: l'Ebre, més fred i dens, pel fons i el Segre en superfície.

7.3.2.6 Paràmetres fisicoquímics al llarg de l'embassament (tardor)

En la Figura 7.19 es mostren els perfils fisicoquímics mesurats en diferents punts de l'embassament el 22 de novembre de 2005. La situació a la tardor és semblant a la registrada

Figura 7.19: Temperatura, conductivitat, oxigen dissolt (DO) i pH en diferents punts de l'embassament de Ribarroja (22/11/05)



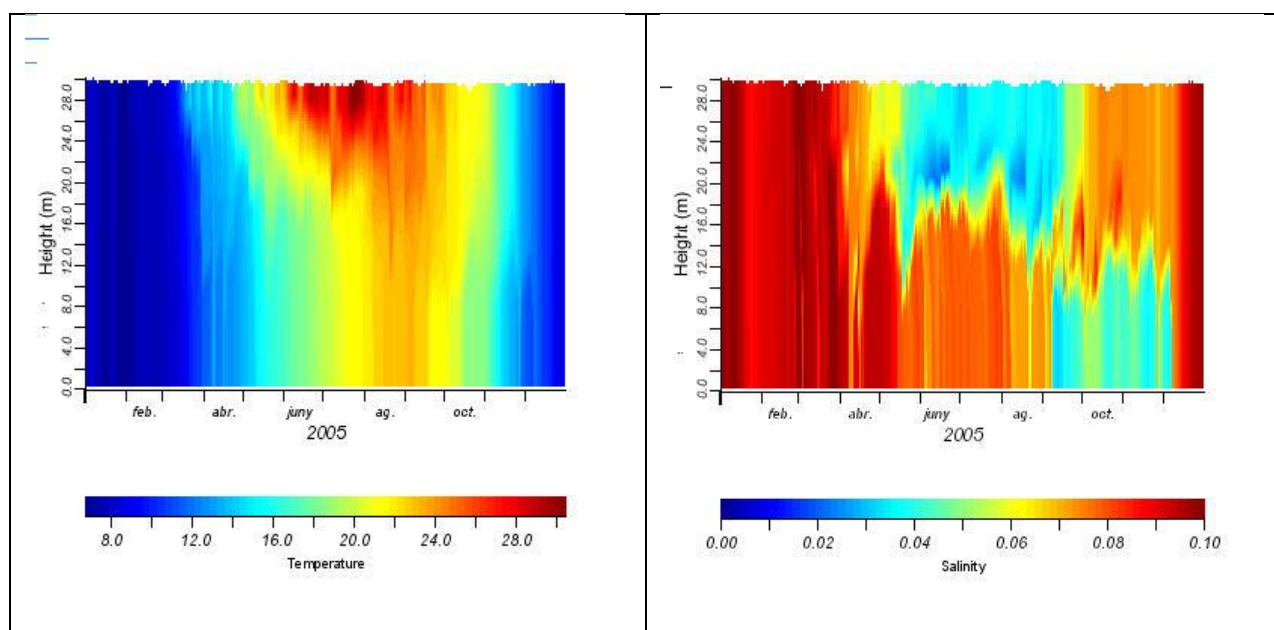
durant l'hivern, amb l'aigua de l'Ebre més calenta i menys densa circulant per la superfície i la del Segre pel fons. Tanmateix, els gradients observats a la presa són una mica més intensos que els observats a l'hivern, indicant que encara no hi ha hagut temps per realitzar una barreja completa de l'embassament.

7.3.3 Resultats de la modelització

7.3.3.1 Simulació amb traçador

La modelització realitzada mostra clarament el comportament hidrodinàmic de l'embassament al llarg de l'any (Figura 7.20). En els primers mesos de l'any, de gener fins a març, l'embassament es troba completament barrejat i la major part de l'aigua prové de l'Ebre. Al mes d'abril comença a observar-se una circulació diferenciada dels dos afluents, amb el Segre per la superfície i l'Ebre pel fons. Des del maig fins a l'agost hi ha una clara delimitació en dues capes, que es corresponen amb l'epilímnion (aigua del Segre principalment) i l'hipolímnion (aigua de l'Ebre principalment). En el mes de setembre, hi ha un capgirament de la situació i l'aigua de l'Ebre, que ara és més calenta que la del Segre, circula per la superfície i la del Segre circula pel fons, si bé la barreja entre les dues capes és una mica més intensa. Aquesta situació es manté fins al mes de desembre, en què l'embassament es torna a barrejar.

Figura 7.20: Modelització del comportament hidrodinàmic de l'embassament mitjançant traçador. L'aigua de l'Ebre correspon a l'aigua amb salinitat 0,1 psu i la del Segre a l'aigua amb salinitat 0. Els valors intermedis de salinitat indiquen diferents graus de barreja de les aigües dels dos afluents.



7.4 Conclusions

Recentment Marcé *et al.* (2008) posen de relleu la necessitat de contemplar altres models que no siguin el paradigma del llac a l'hora d'explicar el comportament dels embassaments. Si bé en alguns casos la comparació amb un llac és acceptable, en altres es pot presentar un comportament més complex. I l'embassament de Riba-roja n'és un. Alguns treballs anteriors (Armengol *et al.*, 2003; Navarro *et al.*, 2006) ja apuntaven en aquesta direcció. Aquest treball ho confirma i mostra en detall com és de complex el comportament hidrodinàmic de l'embassament. En comptes de presentar els dos típics períodes alternants de barreja i d'estratificació, l'embassament de Riba-roja presenta tres períodes amb diferent comportament al llarg de l'any. En primer lloc, hi ha una època de barreja que en un any sec com va ser el 2005 s'estén entre desembre i març. Tot seguit hi ha un període d'estratificació causada per la diferent temperatura dels dos afluents de l'embassament i no per l'escalfament diferencial de la columna d'aigua com succeiria en un llac. El tributari principal, l'Ebre, més fred ja que prové de l'hipolímnion de l'embassament de Mequinensa discorre pel fons. En canvi, el tributari secundari, el Segre, flueix en superfície. Aquesta situació dura fins al mes de setembre, quan les temperatures dels dos rius s'igualen i s'inverteix el patró de circulació. Resulta obvi que amb un comportament hidrodinàmic tan complex, els processos químics que hi tenen lloc seran diferents dels que es presenten en un llac.

7.5 Referències

- ANTENUCCI, J. & IMERITO, A. (2002) *The CWR Dynamic Reservoir Simulation Model DYRESM. Science Manual*. Centre for Water Research, University of Western Australia. 49 p.
- ARMENGOL, J.; BACARDIT, M.; CAPUTO, L.; GALLEGOS, M.A.; NAVARRO, E. (2003) *Ecologia aquàtica del embassaments de Mequinensa, Ribarroja i Flix*. Universitat de Barcelona, Barcelona. 27 p.
- EMPRESA NACIONAL ELÉCTRICA RIBAGORZANA (ENHER) (1963) *Salto de Ribarroja. Estudio de la influencia de las obras sobre la cota 73 de máximo nivel normal del embalse*. Diversos fulls. Escala 1:5000. Barcelona.
- GONZÁLEZ, O. (2007) *Modelització de la hidrodinàmica d'un embassament. Aplicació al cas de l'embassament de Riba-roja al riu Ebre*. Tesina d'especialitat ETSECCPB, Universitat Politècnica de Catalunya, 82 p.
- GONZÁLEZ-NUÑEZ, O.; PRATS, J.; MARCÉ, R.; SÁNCHEZ-JUNY, M. (2008) Introducción a la modelización numérica de la dinámica de embalses. Su interés en la gestión de embalses. Análisis de casos reales. En: J. Dolz & j. Armengol (dirs.) *Incidencia de los embalses en la dinámica fluvial. Opciones para una gestión sostenible*. Flumen, Barcelona, 41-57.
- HAN, B.-P.; ARMENGOL, J.; GARCIA, J.C.; COMERMA, M.; ROURA, M.; DOLZ, J.; STRASKRABA, M. (2000) The thermal structure of Sau Reservoir (NE: Spain): a simulation approach. *Ecological Modelling*, 125, 109-122. doi: 10.1016/S0304-3800(99)00176-3.
- HORNUNG, R. (2002) *Numerical modelling of stratification in Lake Constance with the 1-D hydrodynamic model DYRESM*. Tesi de Màster, Universität Stuttgart, Stuttgart. 101 p.
- IMBERGER, J. & PATTERSON, J. C. (1990) *Physical Limnology. Advances in Applied Mechanics*, 27. Academic Press, Boston. 475 p.
- MARCÉ, R.; MORENO-OSTOS, E.; LÓPEZ, P.; ARMENGOL, J. (2008) The role of allochthonous inputs of dissolved organic carbon on the hypolimnetic oxygen content of reservoirs. *Ecosystems*, 11, 1035-1053.
- NAVARRO, E.; BACARDIT, M.; CAPUTO, L.; PALAU, T.; ARMENGOL, J. (2006) Limnological characterization and flow patterns of a three-coupled reservoir system and their influence on *Dreissena polymorpha* populations and settlement during the stratification period. *Lake and Reservoir Management*, 22 (4), 293-302.
- PATTERSON, J. C.; HAMBLIN, P. F.; IMBERGER, J. (1984) Classification and dynamic simulation of the vertical density structure of lakes. *Limnology and Oceanography*, 29 (4), 845-861.
- RIGOSI, A. (2006) *A physical-ecological model of Lake Beznar ecosystem. Propagation of uncertainty from physical to population dynamic predictions*. Memòria del DEA, Universidad de Granada, Granada. 89 p.
- RUEDA, F.; MORENO-OSTOS, E.; ARMENGOL, J. (2006) The residence time of river water in reservoirs. *Ecological Modelling* 191, 260-274. doi: 10.1016/j.ecolmodel.2005.04.030.
- SALGADO, A. (2008) *Optimització de paràmetres del model hidrodinàmic de l'embassament de Riba-roja al riu Ebre*. Tesina d'especialitat ETSECCPB, Universitat Politècnica de Catalunya. 111 p.
- UNESCO (1981) Background papers and supporting data on the Practical Salinity Scale. *Unesco technical papers in marine science*, 37. 145 p.
- VAL, R. (2003): *Incidencia de los embalses en el comportamiento térmico del río Ebro. Caso del sistema de embalses Mequinensa-Ribarroja-Flix en el río Ebro*. Tesis Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona. 196 pp.

VARELA, J. M.; GALLARDO, A.; LOPEZ DE VELASCO, A. (1986) Retención de sólidos por los embalses de Mequinenza y Ribarroja. Efectos sobre los aportes al Delta del Ebro. En: M. G. Mariño (ed.) *El sistema integrado del Ebro*, Gráficas Hermes, Madrid.

8 TEMPORAL VARIABILITY IN THE THERMAL REGIME OF THE LOWER EBRO RIVER (SPAIN) AND ALTERATION DUE TO ANTHROPOGENIC FACTORS³

Encara que em venen a la memòria moltes coses que jo mateix he escoltat i conec, només parlaré d'algunes. ¿I doncs? ¿És que l'aigua no dona i adopta també formes noves? Les teues aigües, Ammó banyut⁴, són fredes a migdia i calentes a la sortida i a la posta del sol.

Ovidi

Les Metamorfosis, Llibre XV

8.1 Introduction

Water temperature is a key factor in the physical, biological and chemical processes of fluvial ecosystems (Allan, 1995). The thermal regime of a fluvial ecosystem determines the species that can be found in it (Vannote & Sweeney, 1980; Hellawell, 1986). Thermal cues play an important role in the biological cycles of many aquatic organisms (e.g. Rodriguez-Ruiz & Granado-Lorencio, 1992; White & Knights, 1997). Water temperatures affect the development of organisms (e.g. Lutz, 1968; Pritchard *et al.*, 1996; Watanabe, 1998), their growth rates, metabolic rates (e.g. Sweeney, 1977; Barko & Smart, 1981; Santamaria & van Viersen, 1997), fecundity (Vannote & Sweeney, 1980), heavy metal uptake (Fraysse *et al.*, 2000), etc. The competitive ability of some fish species also depends on water temperature (Baltz *et al.*, 1982; Reeves *et al.*, 1987; Taniguchi *et al.*, 1998). As a result, changes in the water temperature regime can change the structure of the community.

Throughout the years, the human being has made use of fluvial ecosystems. Some actions have caused changes in the thermal regimes of rivers (e.g. Alberto & Arrúe, 1986; Preece & Jones, 2002). Reservoirs and the use of water for cooling are often the most important sources of water temperature modifications caused by humans. The use of water for cooling, usually by power

³ Aquest capítol ha estat publicat. La referència és: Prats, J.; Val, R.; Armengol, J.; Dolz, J. (2007) Temporal variability in the thermal regime of the lower Ebro River (Spain) and alteration due to anthropogenic factors. *Journal of Hydrology* 387 (1-2), 105-118.

⁴ Es refereix al riu Nil.

plants, causes the water to become warmer (Hellowell, 1986). Wastewater can also have a similar effect (Kinouchi *et al.*, 2007). This is often called “thermal pollution” and its effects can be local or extend over a long stretch of the river depending on factors such as the difference in water temperature respect to natural conditions, the volume of the thermal inflow respect to the total river discharge, the actual river discharge, etc. Reservoirs can also cause various effects, depending on various factors such as the climate, the size of the impoundment, the residence time, the stability of the thermal stratification and the depth of the outlet (Wotton, 1995; Lessard & Hayes, 2003). Provided that thermal stratification occurs, the water from deep-release reservoirs is cooler in the summer and warmer in the winter than it would be without the reservoir (Ward, 1985; Webb & Walling, 1993). Water diversions can also alter water temperature regimes because they reduce discharge, which causes water temperature range to increase throughout the year (Meier *et al.*, 2003). Irrigation is also known to decrease discharge and increase water temperature (Verma, 1986).

The effects of changes on water temperature in Spanish regulated rivers have been reviewed by García de Jalón *et al.* (1992) and García de Jalón (1996). Water temperature in regulated Spanish rivers has often been studied as part of research aimed at determining the downstream effects of reservoirs (Garcia de Jalon *et al.*, 1988; Casado *et al.*, 1989; Camargo & Garcia de Jalon, 1990) or general ecological studies (Muñoz, 1990). With respect to the Ebro River the earliest studies of the thermal regime are those by Arrúe & Alberto (1986) and Alberto & Arrúe (1986), who studied the thermal regime of the entire Ebro River basin by using monthly water quality measurements. They found a linear relationship between mean annual water temperature and altitude and between water temperature and air temperature at Escatrón (Arrúe & Alberto, 1986). However, they also showed that some types of floods (mainly those caused by ice-melt) could induce water temperature decreases even at Escatrón, at more than 600 km from the source of the river (Arrúe & Alberto, 1986). They also studied some alterations of the thermal regime in different points of the Ebro River, including the alterations caused by the Mequinensa, Riba-roja and Flix reservoir system, and they observed an increasing trend of 0.08 °C/year in the annual weighted mean of water temperature at Escatrón in the period 1955-1978 (Alberto & Arrúe, 1986). The weights were the relative discharges. The thermal pollution caused by the Ascó nuclear power plant in the summers of 1990 and 1997 were studied by DEHMA (1990) and Limnos (1997), respectively, showing an increase in water temperature of 2-4 °C. Negative effects on the fauna and flora of the river caused by this increase were not observed (Limnos, 1997; Ibáñez, 1998). Dolz *et al.* (1994) dealt with the effects of the Mequinensa, Riba-roja and

Flix reservoir system on water temperature in the summer of 1990. An important decrease in water temperature, a decrease in daily water temperature range and a displacement of the phase of the daily water temperature pattern were observed at the exit of the system of reservoirs. Water temperature increased downstream of the reservoirs. But the first detailed study on the effect of the reservoirs of Mequinensa, Riba-roja and Flix with measurements all year round was Val's (2003) PhD thesis, which has provided part of the field data presented in this paper. Val (2003) studied the downstream effects of the reservoirs on water temperature in the years 1998-1999. The results he obtained in the annual time scale were presented by Prats *et al.* (2004a). They also described the effect of the nuclear power plant of Ascó in 1998-1999 and discussed the possible effects of the water temperature alterations on the fauna and flora of the river. The alterations of the daily water temperature patterns produced by the reservoirs in 1998-1999 were dealt with in Prats *et al.* (2004b) by analysing the processes that took place inside the system of reservoirs.

In this paper the thermal regime of the lower Ebro River is studied on different time scales, from hours to years, and the changes caused by anthropogenic factors, especially the Mequinensa, Riba-roja and Flix reservoir system and the thermal effluent of the Ascó nuclear power plant. The description of the daily and annual water temperature patterns downstream from the reservoirs has been extended to the period 1998-2003, so that the interannual variability can be taken into account. A more detailed analysis of the data of the years 1998-1999 obtained by Val (2003) has been made and the effect of each individual reservoir of the system has been dealt with separately. This paper also completes the work of Alberto & Arrúe (1986) on long-term water temperature trends by adding recent data to the annual water temperature series published by them and reanalysing the new data series. In consequence, a more accurate description of the thermal regime in the lower Ebro River has been made.

8.2 Study area

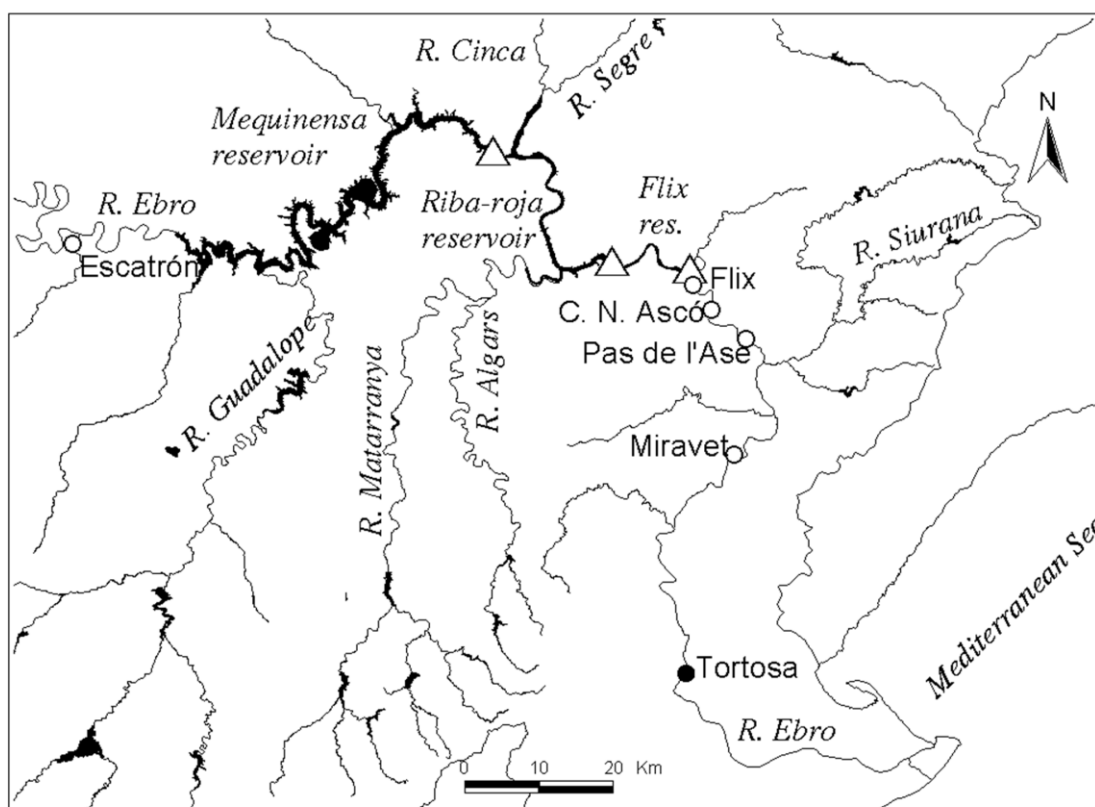
The Ebro River is located in north-eastern Spain and is one of the biggest rivers in this country, its length being 910 km. The study area comprises the lower part of the Ebro River (Figure 8.1), from Escatrón to Miravet, at about 260 km and 80 km from the mouth, respectively. At Escatrón, there is a thermal power station that uses water from the river (a concession of 9.1 m³/s) for cooling. At the time of the realization of the study it used coal, although nowadays it burns

natural gas. According to Limnos (1998), this plant had no appreciable effect on water temperature. In the main stem of the Ebro River upstream from this point, there are no major reservoirs or power stations for 470 km. However, there are many weirs for irrigation and hydroelectric purposes.

Downstream from Escatrón there is a system of three reservoirs, Mequinensa ($1500 \times 10^6 \text{ m}^3$), Riba-roja ($210 \times 10^6 \text{ m}^3$) and Flix ($11 \times 10^6 \text{ m}^3$), that regulate the hydrologic regime of the lower part of the river until it reaches the sea. The Mequinensa and Riba-roja reservoirs were finished in the late 1960s (in 1966 and 1969, respectively), while the Flix reservoir was completed in 1945. The dams have overflow spillways, bottom outlets, hydroelectric intakes, and additional outlets at different depths. However, only hydroelectric intakes and overflow spillways (in case of great discharges) are normally used.

Figura 8.1: Àrea d'estudi. La posició de les preses s'indica amb triangles i la posició de les estacions de mesura amb cercles blancs

Figure 8.1: Study area. The position of the dams are indicated by triangles and the position of the measuring stations by white dots



Downstream from Flix the river flows approximately from north to south and its width is of 50-200 m. The landscape crossed by the river consists mainly on agricultural land and some small urban areas. Some islands can be found in the river. The riparian vegetation is composed of tamarisk (*Tamarix* sp.), poplar (*Populus nigra*), white poplar (*Populus alba*) and willows (*Salix* sp.). There are also formations of giant-reed (*Arundo donax*), reed (*Phragmites australis*) and reedmace (*Typha* sp.). Riparian vegetation is limited to a stretch at each riverside, broken at some places (Limnos, 1998).

About 5 km downstream from the Flix reservoir is the Ascó nuclear power plant, which began its activity in December 1984. The two reactors of the power plant in total have a gross electrical power output of about 2050 MWe and a thermal reactor power of about 5800 MWt. A concession of 72.30 m³/s Ebro River's water is granted to the power plant for cooling (minimum river flows in the area are around 100 m³/s). In addition, the power plant also has two parallel sets of forced-draught cooling towers and a 160 m high natural-draught cooling tower. Legal limitations have been imposed on the allowed water temperature increase caused by the nuclear power plant. When river discharges go below a level such that the use of the open cooling system (taking river water to the condensers and returning it warmed to the river) would cause a water temperature increase higher than the allowed one, the cooling towers are put into service (www.anav.es). Warm water released from the nuclear power plant floats on the river's water, forming a thermal plume, until some kilometres downstream the mixing is complete and no lateral differences in water temperature can be detected (Limnos, 1997).

Table 8.1 shows the annual mean discharges for the period of study in several of the gauge stations in the study area. Mean annual discharge downstream from the reservoirs during the study period was 320 m³/s, from which approximately a 30-40 % came from the Segre and Cinca Rivers. Figure 8.2 shows the distribution of mean monthly flows in the lower Ebro River before and after the construction of the reservoirs of Mequinensa and Riba-roja. While in the wetter months discharge was higher before the construction of reservoirs, in the driest months (July to September) discharge increased slightly after their construction. The cause for this is the need to maintain a minimum flow for the cooling of the nuclear plant and the irrigation channels in the Ebro Delta.

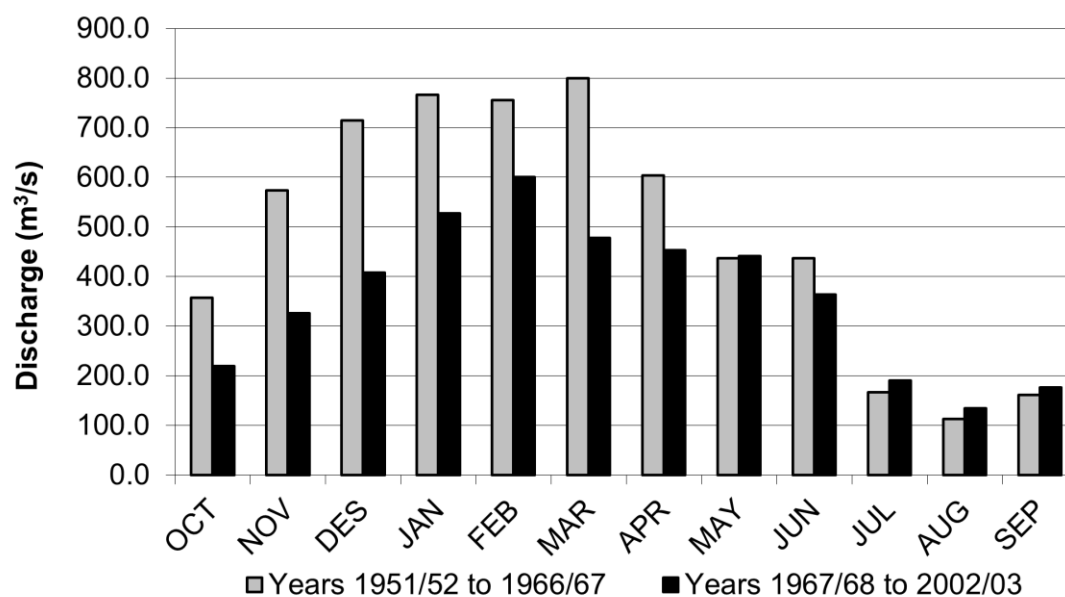
Taula 8.1: Cabals mitjans anuals (m^3/s) en algunes localitats de l'àrea d'estudi per al període de temps estudiat. No es van realitzar mesures a Escatrón, Fraga i Aitona en els anys 2000-2003

Table 8.1: Annual mean discharges (m^3/s) at certain locations in the study area for the period of time studied. No measurements were taken at Escatrón, Fraga and Aitona in the years 2000-2003

Year	Ebro River at Escatrón	Cinca River at Fraga	Segre River at Aitona	Ebro River at Flix
1998	174.3	51.2	67.5	275.5
1999	183.8	32.6	57.9	260.1
2000	–	–	–	280.7
2001	–	–	–	351.7
2002	–	–	–	258.6
2003	–	–	–	493.2

Figura 8.2: Cabal mig anual en el curs baix del riu Ebre abans i després de la construcció dels embassaments de Mequinensa i Riba-roja. Font: CHE

Figure 8.2: Mean monthly discharge in the lower Ebro River before and after the construction of the reservoirs of Mequinensa and Riba-roja. Source: CHE



8.3 *Data and methods*

8.3.1 Instrumentation

Water temperature, water level and meteorological variables were measured in various measurement stations installed by our research group in the lower Ebro River and its two main tributaries in the area, the Segre and Cinca Rivers. The location of the studied stations can be seen in Figure 1 and the distances and period of available data for each station in Table 8.2. Most of the measuring stations were installed during 1997 but two of them, situated most downstream (Pas de l'Ase and Miravet), were installed in 1998. In the beginning of the year 2000 the measurements at the stations upstream from the dam of Flix were discontinued.

The selection of the measuring sites was made considering the aims of the study, the availability of adequate places and between stations distance requirements. Because of the aims of the study the stations had to be located upstream and downstream of the reservoirs and of the nuclear power plant so as to detect their effects. As the width of the river (50-200 m) impeded the installation of the sensors in the middle of the river, they were installed mostly by the riverside. In all the cases, places with quiet waters were avoided and the sensors were located in places where water was well mixed so that no lateral differences in water temperature were expected. Furthermore, in places where the presence of lateral water temperature differences was doubtful water temperature measurements were taken across the river with the aid of a boat to ensure their absence. Finally, there were also minimum distance requirements, because of the high thermal inertia of water and the high discharge. In the midday of a summer day water temperature in the study area can increase at a rate of 0.2 °C/km (Dolz, *et al.*, 1994) so that at least a distance of half a kilometre would be needed to detect a 0.1 °C water temperature increase. With lower heat inputs, longer distances would be needed.

The first station was located upstream from the reservoirs, at the intake of cooling water of the power plant of Escatrón. Its location was upstream from the effluent of the power plant and upstream from the Mequinensa reservoir, so that the measurements were not affected by the thermal effluent or the reservoir. Other measuring stations were installed just below each of the dams of Mequinensa, Riba-roja and Flix and two others were installed at the Cinca and Segre tributaries at few kilometres from the place where they enter the Riba-roja reservoir (at Aitona

and Fraga). These stations were used to determine the effects of the reservoirs on water temperature.

Downstream from the dam of Flix different measuring stations were installed to study the effect of the nuclear power plant of Ascó and how water temperature evolves downstream from the

Taula 8.2: Distància entre estacions i període de dades disponibles per cada estació i variable (hi ha espais vuits en les sèries)

Table 8.2: Distance between stations and data period for each station and variable (there are gaps in the series)

River	Station	Distance (km)	Variable	Start date	End date ^b
Segre	Aitona	112.7 ^a	Water level	24/02/97	03/02/00
			Water temperature	24/02/97	03/02/00
Cinca	Fraga	112.7 ^a	Water level	01/08/97	03/02/00
			Water temperature	01/08/97	03/02/00
Ebro	Escatrón	0.0	Water level	21/11/97	30/01/00
			Water temperature	01/02/97	30/01/00
			Meteorology	01/02/97	30/01/00
	Mequinensa dam	110.0	Water level	16/07/97	03/02/00
			Water temperature	16/07/97	03/02/00
	Riba-roja dam	140.0	Water level	15/03/97	10/02/00
			Water temperature	15/03/97	10/02/00
			Meteorology	01/02/97	31/03/00
	Flix	153.0	Water level	10/07/97	---
			Water temperature	01/04/97	---
	Nuclear power plant of Ascó	158.3	Water level	23/07/97	---
			Water temperature	23/07/97	---
	Pas de l'Ase	164.8	Water temperature	23/04/98	---
	Miravet	186.3	Water level	01/07/98	25/06/08
			Water temperature	21/05/98	25/06/08
			Meteorology	01/04/98	01/02/08

^a Distance from Escatrón at which the rivers Segre and Cinca enter the Ebro River

^b When no date is stated measurements are still made

reservoirs and the nuclear power plant. A measuring station was placed 5 km downstream from the Flix reservoir, at the nuclear power plant's water intake point. The next station was placed 6 km downstream, at Pas de l'Ase. By this point the thermal plume of the nuclear plant has mixed completely with the river water so that no vertical or lateral water temperature differences can be detected at this point according to Limnos (1997) and our own measurements. The last station (Miravet) was located approximately 22 km downstream from Pas de l'Ase.

Water temperatures were measured with Campbell PT100 thermistors (precision 0.1 °C) while the water level was measured with pressure transducers. At least two temperature sensors were installed at each station to ensure the accuracy of the measurements and to prevent gaps in the data series in the event that one of the sensors failed. They were installed at a minimum depth of 0.5-0.75 m inside PVC tubes to protect them from trunks, branches and other drifting objects. The tubes were perforated to allow the water to circulate freely. In the case of the measuring station of Pas de l'Ase, the location was provided by the nuclear power plant of Ascó and the sensors were installed pending from a chain attached to a metallic structure above the river, so that the sensors were at 1-2 m from the riverside. Two pressure sensors were also installed, except at two stations: Miravet, where there was only one sensor, and Pas de l'Ase (Figure 8.1), where no pressure sensor was installed. Meteorological data (air temperature, relative humidity, incoming solar radiation, wind velocity and direction and rainfall) were collected at Escatrón, Riba-roja and Miravet with Campbell automatic weather stations. Measurements were made every minute and the average was recorded every ten minutes by Campbell CR10X Dataloggers. Data were downloaded by modem weekly.

Water levels were used to calculate discharge (Table 8.1) using the stage-discharge relationship. This was calibrated by comparing our water level data to the CHE's discharge measurements at Tortosa, at 35.5 km downstream from Miravet. The stage-discharge relationship changed through the study period (Prats *et al.*, 2009) oscillating between two main stage-discharge relationship modes. The change between the two hydraulic modes was most probably caused by the growth of macrophytes in the channel of the river and its removal in high flow periods. However, it was possible to determine the approximate times when the change from one hydraulic mode to other occurred and to calibrate the stage-discharge relationship for each period between turning points. Some gaps were present in the data series because of different reasons: sensor wearing off, accidental disconnection from the power supply and subsequent exhaustion

of the battery, lightning that affected the dataloggers, etc. In particular, the sensors of Pas de l'Ase station were most prone to damaging by intertwining of the chain to which they were attached and to tearing off by drifting objects. Another station that presented important gaps was Mequinensa dam's station. In the summer, often little water was released from the reservoir of Mequinensa so that the water from the nearby entering rivers Segre and Cinca floated upstream up to the place where the sensors were located. In consequence, it was not the Ebro River's water temperature that was measured, but the Segre and Cinca's. These data were cleared away.

8.3.2 Historical data

In our study of the long-term thermal behaviour of the Ebro River, we used two sets of data provided by the Escatrón power station, which hereafter will be called *EscatrónOld* and *EscatrónNew*. In both cases, water temperature was measured upstream from the water discharge of the cooling system. The first set of data, which covers the period from January 1949 to July 1978, consists of daily maximum and minimum water temperature measurements taken with a maximum-minimum thermometer and was previously published by Arrúe & Alberto (1986). *EscatrónNew* consists of daily water temperature measurements taken at about 9 a.m. from July 1994 to December 2003. All the sets of data have gaps of various lengths. Using these sets of data, we estimated the annual mean water temperature at each location. However, given the variability of water temperature during the day, the estimations of the mean annual water temperature from these data could be biased. The accuracy and unbiasedness of these estimations were assessed by using a subsampling procedure on our 10-minute data developed by the authors and described in Prats *et al.* (2007). The procedure consisted in two phases. The first one consisted in subsampling the 10-minute data in imitation of the measurement procedure followed to obtain each of the data sets. For example, for *EscatrónNew* water temperatures at 9 a.m. were extracted from the 10-minute data set for 1998 and 1999. The second phase consisted in the comparison of the mean annual water temperature obtained this way and the actual mean annual water temperature. Hamblin & McAdam (2003) followed a similar approach.

8.3.3 Data analysis

Water temperature behaviour has been studied at different time scales and at different sites to infer the effects of the reservoirs and the nuclear power plant. While human impacts can alter thermal patterns, they can also be altered by changes in riparian cover, groundwater discharge,

meteorology, etc. The riparian cover in the study area downstream from the dam of Flix is rather uniform, and is limited to a stretch at each riverside discontinuous at some places that coincide mainly with urban areas (Limnos, 1998). However, the shadowing effect of riparian vegetation is a minor factor on water temperature given the width of the river (50-200 m). And also groundwater discharge may be assumed a minor factor given its reduced discharge in relation to river discharge. Regarding meteorology, the comparison of data from different measuring stations in the study area shows only small differences.

8.3.3.1 *Daily time scale*

To study changes in the daily temperature cycle along the year, the monthly mean value of the daily temperature range and the average time of the maximum and minimum daily water temperatures were calculated. These statistics were not calculated for a given month if the data gaps in that month accounted for more than 10 % of the monthly measurements.

Water temperature in the daily time scale depends on the heat exchange with the environment. The heat exchange is driven most often by incoming solar radiation, although air temperature has also some influence by driving the incoming long-wave radiation and the convective and advective heat exchange between the water and the atmosphere. Also, for a certain input of heat, there is an inverse relationship between water temperature increase and discharge. To study the effect of these variables, data from the Miravet and Escatrón stations were used. These stations were chosen because the first one shows the situation upstream from the reservoirs and the second, the situation downstream from the reservoirs and the nuclear power plant. The period of data used covered since June 1st 1998 until January 30th 2000, which is the period in which the data of both stations overlapped.

8.3.3.2 *Intra-year time scale*

The daily mean water temperature was estimated with the periodic regression equation

$$T_i = T_m + (A/2)\sin[2\pi(i + t_0)/365] + \varepsilon_i, \quad (1)$$

where T_i (°C) is the estimated daily mean water temperature on the i^{th} day of the year, T_m (°C) is the annual mean water temperature, A (°C) is the annual thermal amplitude, t_0 is the time lag in days with respect to January 1 and ε_i are normally distributed random errors. The least-squares method was used to estimate T_m , A and t_0 from the experimental data.

The effect of the three reservoirs and the Ascó nuclear power plant on the thermal regime throughout the year was studied by calculating the difference (downstream – upstream) in the monthly mean water temperature between measurement stations.

8.3.3.3 Inter-annual time scale

To study the long term trends of water temperature in the study area the historical annual mean water temperature series obtained by Prats *et al.* (2007) from the historical data at Escatrón was used. This series was analysed for trends by using the Kendall-Theil method (Helsel & Hirsch, 1992), which allows taking into account the presence of missing data in the series.

Also, annual water temperature was calculated for the different measuring stations to study the year-to-year water temperature variation. However, the mean annual water temperature for a given year and station was not calculated if the gaps in the data for that year and station accounted for more than 5 % of the year.

8.4 Results

8.4.1 Daily temperatures

Daily mean water temperature and daily water temperature range were positively correlated with solar radiation, air temperature, and air temperature range and negatively correlated with discharge (Table 8.3). Obviously, higher water temperatures are attained when solar radiation and air temperature are higher, that is in summer, when discharge is also usually lowest, and the opposite way. A positive correlation was found between the daily temperature range and the daily mean incoming solar radiation. This was most evident on cloudy days, when incoming solar radiation was reduced and diel temperature variation decreased notably. A slight negative correlation was also found between the daily temperature range and mean daily discharge ($r = -0.29$ for Escatrón and $r = -0.32$ for Miravet) so that temperature range was higher with

Taula 8.3: Correlació amb diferents variables de la mitjana diària i el rang diari mig de la temperatura de l'aigua

Table 8.3: Correlation between mean daily water temperature and water temperature range to different variables

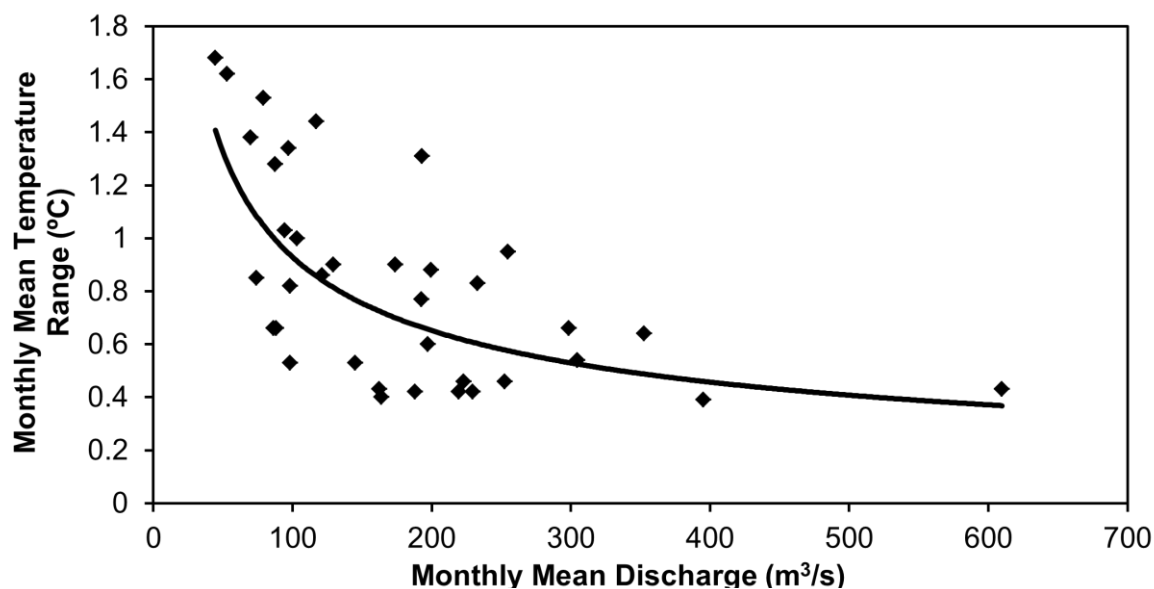
	Discharge	Solar Rad.	Air Temp.	Air Temp. Range
<i>Escatrón</i>				
Water Temp.	-0.46 ^a	0.78 ^a	0.95 ^a	0.43 ^a
Water Temp. Range	-0.29 ^a	0.74 ^a	0.74 ^a	0.50 ^a
<i>Miravet</i>				
Water Temp.	-0.73 ^a	0.64 ^a	0.90 ^a	0.13 ^a
Water Temp. Range	-0.32 ^a	0.63 ^a	0.52 ^a	0.28 ^a

^a Significant correlation at the 0.01 level

lower discharges (Figure 8.3). This is expectable since the thermal inertia of water is less important with lower discharges. Except for discharge, correlations were higher at Escatrón than at Miravet (Table 8.3).

Figura 8.3: Relació entre el rang de la temperatura mitjana mensual i el cabal mig mensual a Escatrón. Dades des de febrer de 1997 a gener de 2000

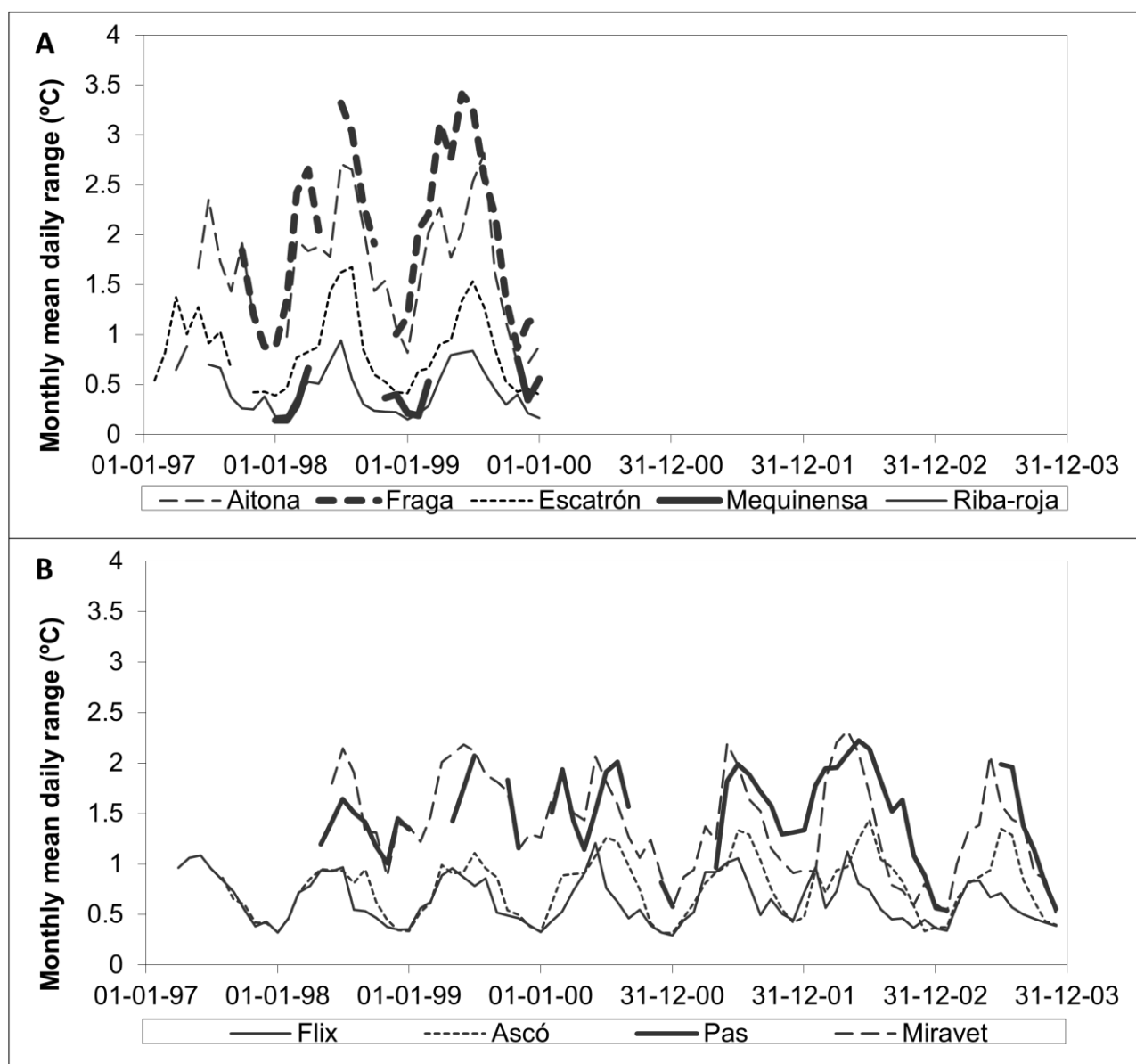
Figure 8.3: Relationship between monthly mean temperature range and monthly mean discharge at Escatrón. Data from February 1997 to January 2000



Water temperature followed a daily cycle in general with minimum temperatures between 23:00 and 9:00 and maximum temperatures between 13:00 and 23:00 depending on the measuring station and time of the year. The regularity of the daily cycles depended on the site. Upstream from the reservoirs (Escatrón, Fraga, Aitona), a regular and apparent daily temperature cycle could be observed. The Cinca and Segre Rivers, with lower discharges than the Ebro River, showed a wider daily water temperature range (Figure 8.4A). In summer, the temperature range at Aitona and Fraga attained 2.4-2.8 °C and 3.3-3.4 °C, respectively, while it was only 1.4-1.7 °C

Figura 8.4: Rang mensual mitjà de la temperatura. A) A Aitona, Fraga, Mequinensa i Riba-roja; B) a Flix, Ascó, Pas de l'Ase i Miravet

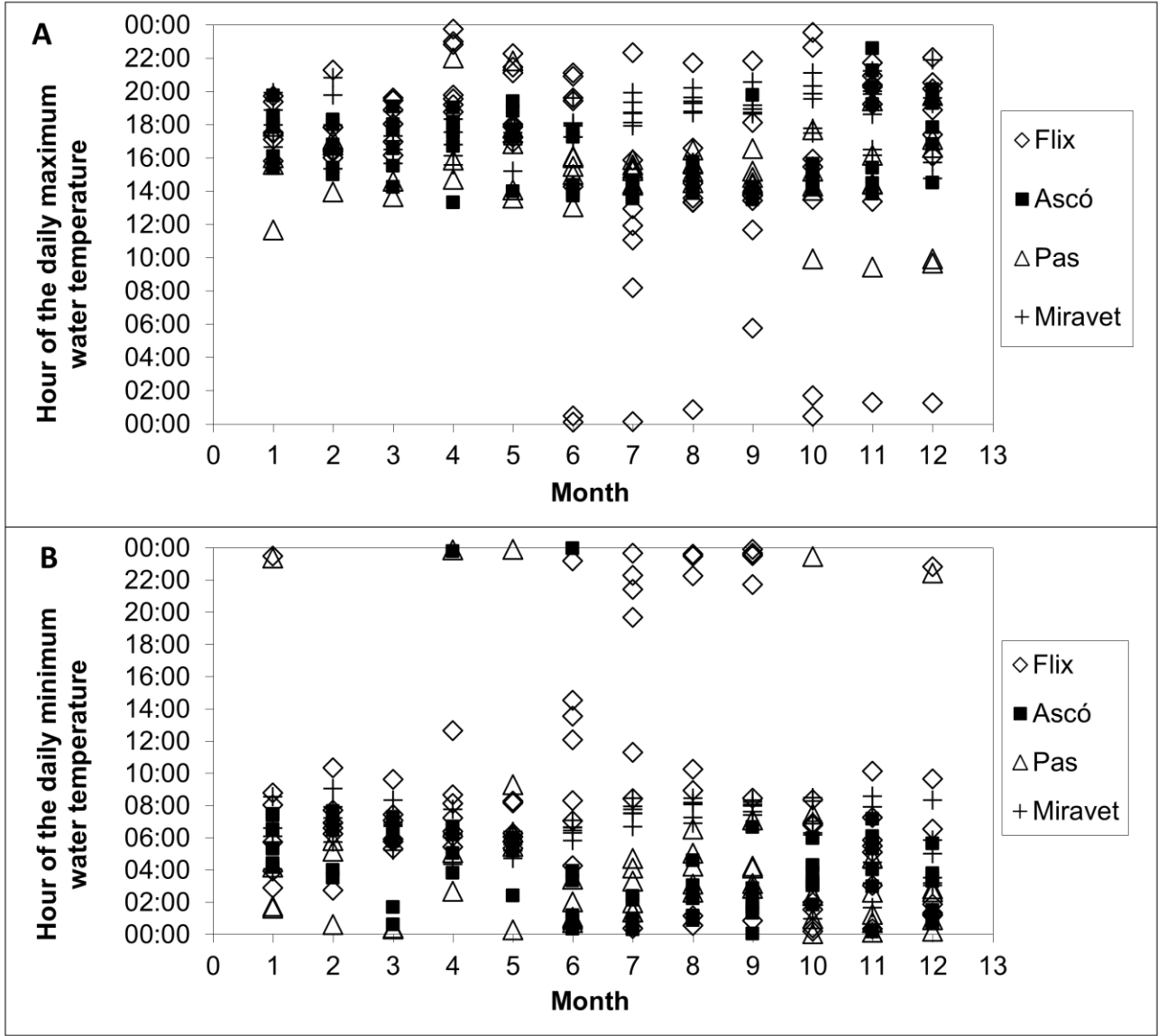
Figure 8.4: Monthly mean daily temperature range. A) At Aitona, Fraga, Mequinensa and Riba-roja; B) at Flix, Ascó, Pas de l'Ase and Miravet



at Escatrón. The water temperature ranges at the exit of the reservoirs of Mequinensa and Ribarroja were very similar and clearly lower than upstream, only 0.8-0.9 °C in the summer (Figure 8.4A). Below of the reservoir of Flix, the water temperature range, with a value of about 1 °C, was slightly wider than just below of the other two reservoirs and the daily cycle was still irregular (Fig. 4B). About five kilometres downstream, at Ascó, the water temperature range was the same than at Flix or up to 0.3-0.5 °C wider depending on the time of the year. At the last stations of the study reach, at Pas de l’Ase and Miravet, the daily cycle was more regular, the daily water temperature range was very similar in both stations and water temperature was about

Figura 8.5: Hora dels màxims (A) i mínims (B) diaris de la temperatura de l’aigua aigües avall dels embassaments

Figure 8.5: Hour of the daily A) maximum and B) minimum water temperature downstream from the reservoirs



2.5 °C higher because of the effluent of the Ascó nuclear power plant. Apart from this widening of the water temperature range from Flix to Pas de l'Ase and Miravet, a progressive delay in the times of the daily maximum and minimum water temperatures was also observed in summer, especially during July and August (Figure 8.5). While maximum water temperatures at Ascó were observed at about 13:00-15:00 in these months, at Pas de l'Ase they occurred at 15:00-16:30 and at Miravet at 18:00-20:00 (Figure 8.5A). Similarly occurred with minimum water temperatures (Figure 8.5B). At Flix, however, though minimum and maximum water temperatures were often observed about a pair of hours earlier than at Ascó in July and August, sometimes they occurred even later than at Miravet.

Taula 8.4: Valors dels coeficients T_m , A i t_o de l'Equació (1) ajustats utilitzant dades de la temperatura de l'aigua i de l'aire de 1999

Table 8.4: Values of the coefficients T_m , A and t_o of Equation (1) adjusted using data from 1999 for water temperature and air temperature

	T_m (°C)	A (°C)	t_o (days)	R
<i>Water temperature</i>				
Escatrón	15.52	19.17	254.28	0.9773
Aitona	15.16	17.30	251.10	0.9774
Fraga	15.48	18.63	256.73	0.9767
Mequinensa ^a	—	—	—	—
Riba-roja	14.97	15.44	234.14	0.9785
Flix	15.15	16.09	235.26	0.9826
Ascó	15.11	16.24	236.72	0.9837
Pas ^a	—	—	—	—
Miravet	17.91	16.95	238.03	0.9849
<i>Air temperature</i>				
Escatrón	15.58	19.85	259.30	0.9192
Riba-roja	16.31	19.16	256.33	0.9253
Miravet	16.24	17.84	256.40	0.9116

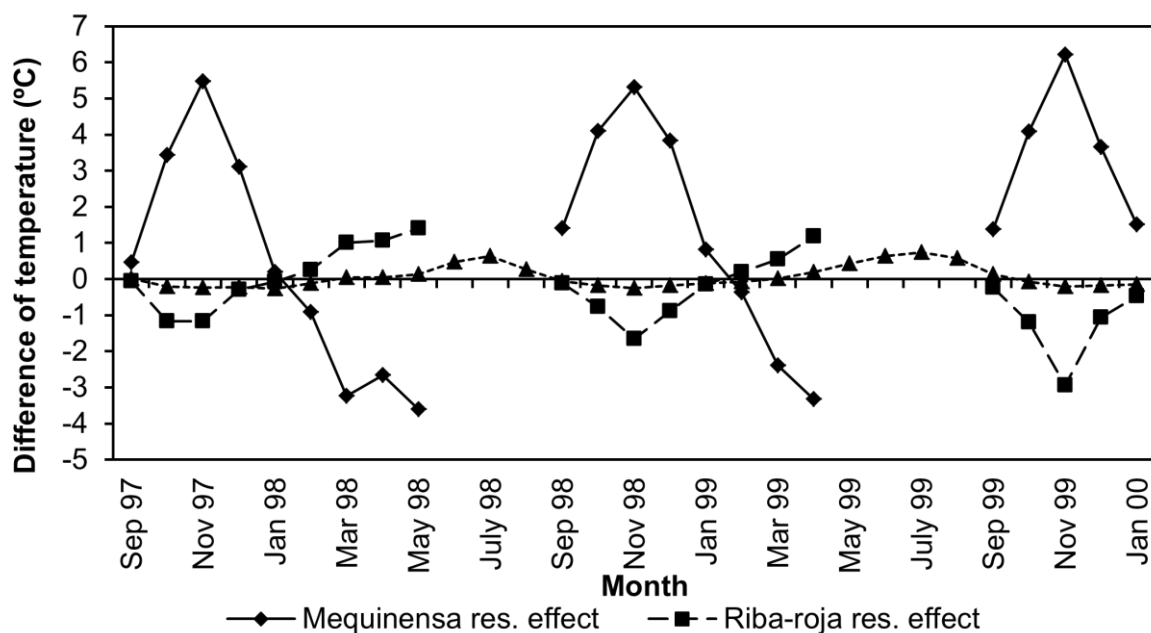
^a The calculations were not made for these stations because of the important gaps in the data series

8.4.2 Temperatures throughout the year

Water temperature behaviour throughout the year was studied by fitting T_m , A and t_o in the periodic regression Equation (1). The results for the different measuring stations in the year 1999, when data was available for all of the sites, are shown in Table 8.4. Upstream from the reservoirs (Aitona, Escatrón, Fraga) annual mean water temperature was 15.2-15.5 °C, the annual range was 17-19 °C and yearly water temperature cycle was on phase with air temperature or had a phase delay of only a few days. Downstream from the reservoir of Riba-roja mean water temperature was very similar to that measured upstream though slightly lower, 15.0-15.2 °C, except downstream from the nuclear power plant where it attained almost 18 °C. Also, at the measurement station of Riba-roja, just downstream from the dam, the yearly water temperature range was only 15.4 °C and the water temperature cycle showed a delay of about 20 days respect to upstream water temperature, reflecting the effect of the reservoirs of Mequinensa and Riba-roja. From this point downstream, water temperature range progressively increased up to 17 °C at Miravet and the delay of the temperature cycle slowly decreased to 16 days at the same site. This water temperature range increase and phase delay decrease most probably reflects the trend of

Figura 8.6: Alteració mitjana mensual de la temperatura de l'aigua causada pels embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix

Figure 8.6: Mean monthly water temperature change caused by the reservoirs of Mequinensa, Riba-Roja and Flix

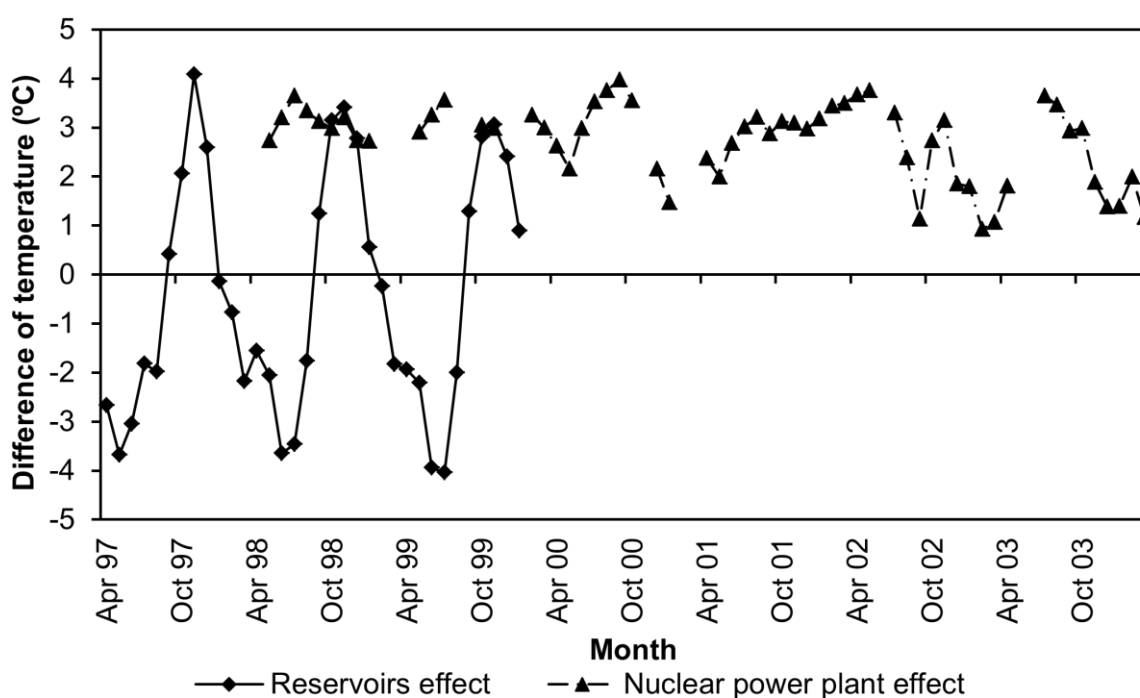


water temperature to return to its natural variability, which given the high thermal inertia of the river takes a long way to occur.

All three reservoirs showed a seasonal effect on water temperature (Figure 8.6). The Mequinensa reservoir produced an increase in the water temperature in the autumn and winter (up to 5.5-6 °C in November) and a decrease in the water temperature in the spring and summer. This decrease in water temperature cannot be precisely estimated because of the data gaps, however it can be as much as 3.5 °C in April-May. In contrast, the Riba-roja and Flix reservoirs showed the opposite behaviour (i.e. they decreased the water temperature in the winter and increased it in summer), causing a partial reversal of the alterations in water temperature produced by the upstream reservoir. The decrease in water temperature produced by the reservoir of Riba-roja in the autumn and winter was rather variable and could be as much as 1.2-3 °C in November but, again, the data gaps of the Mequinensa data series impede a precise quantification of the thermal increase in the Mequinensa-Riba-roja reach in the spring-summer. Anyway, notwithstanding the gaps, it seems clear that water temperature can increase more than a degree in April-May along

Figura 8.7: Alteració de la temperatura mitjana mensual de l'aigua causada pel sistema d'embassaments i per la central nuclear d'Ascó

Figure 8.7: Alteration of the monthly mean water temperature caused by the reservoir system and the Ascó nuclear power plant



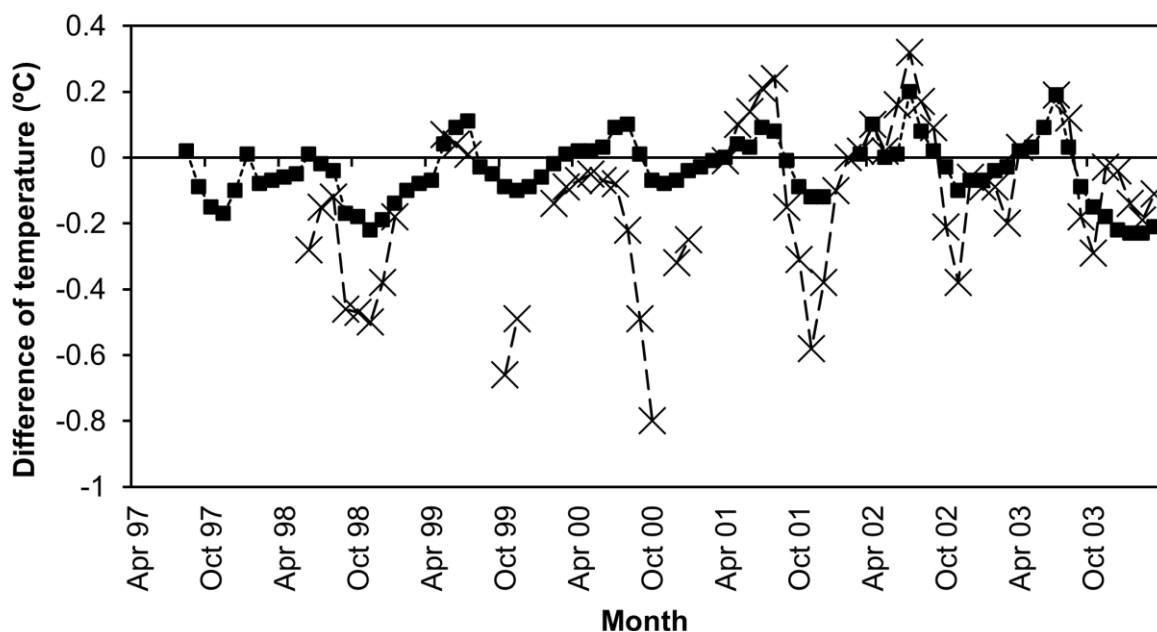
this reach. The variation of the mean monthly water temperature across the reservoir of Flix is of the same sign than that of the reservoir of Riba-roja but of only a few tenths of degrees. From October to March the maximum decrease in monthly mean water temperature has been observed to be only as much as 0.2 °C, while from April to September the maximum increases are 0.4-0.7 °C in July.

As a result of the behaviour of the different components of the Mequinensa, Riba-roja and Flix reservoir system (Figure 8.7), during the spring and summer the temperature of the water leaving the reservoir system was colder than the water entering it at Escatrón, with a maximum difference in the monthly mean water temperature of 3.5-4 °C in June-July. In the autumn and winter, the situation was reversed and the outflow from the reservoirs was warmer than the inflowing water. The increase in temperature could be as much as 3-3.5 °C in November.

Between the Flix reservoir and the Ascó nuclear power plant, the monthly mean water temperature variation between the two sites was small: in general the water temperature fell in the autumn and winter by only 0.2 °C as a maximum, and increased in the spring and summer

Figura 8.8: Variació mitjana mensual de la temperatura de l'aigua entre Flix i Ascó (quadrats) i entre Pas de l'Ase i Miravet (creus)

Figure 8.8: Monthly mean water temperature variation between Flix and Ascó (squares) and between Pas de l'Ase and Miravet (crosses)

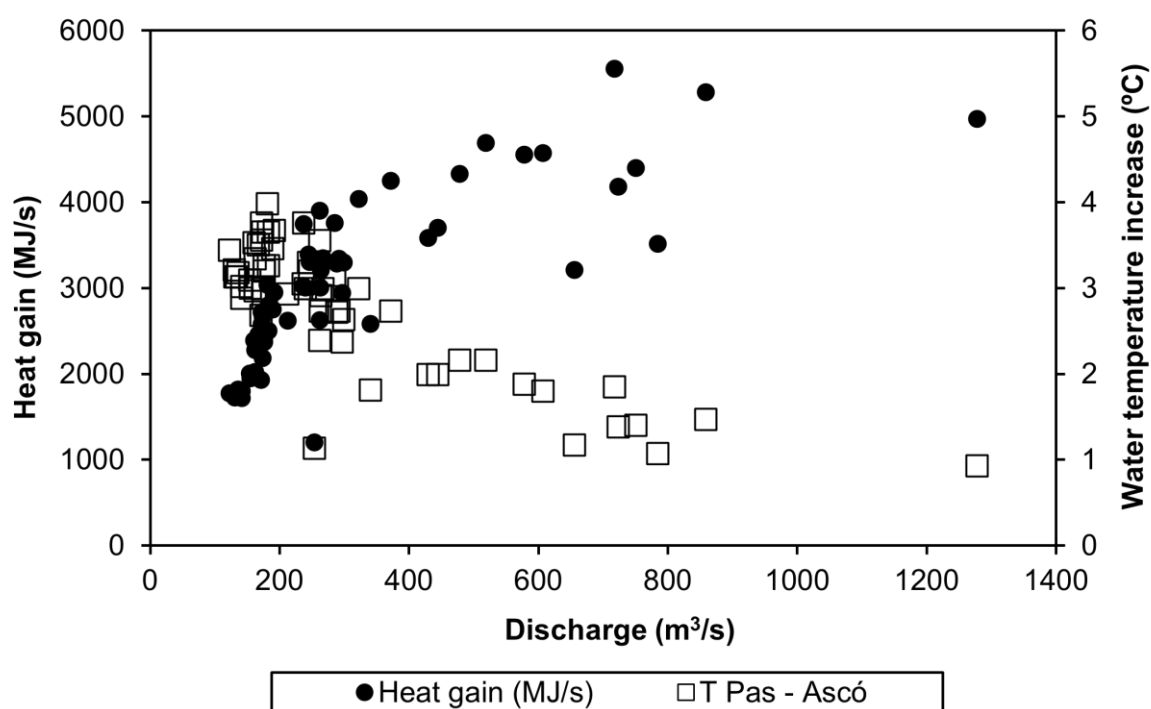


(Figure 8.8) by only 0.1-0.2 °C. Just below the nuclear power plant, the water temperature increased by an average of 3 °C due to the effluent discharge (Figure 8.7). However, the increase in the water temperature between Ascó and Pas de l'Ase was quite variable, being dependent on discharge (Figure 8.9). Lower water temperature increases were observed when discharge was higher. Further downstream, from Pas de l'Ase to Miravet (Figure 8.8), water temperature tended to decrease in autumn and winter, with a maximum decrease in October/November of 0.3-0.8 °C depending on the year. However, in the late spring and early summer, water temperature variation between these two points is slight and can even increase by up to 0.2-0.3 °C.

The daily temperature range varied throughout the year (Figure 8.4), the maximum temperature range usually occurring in June-July and the minimum water temperature range in December-January. The water temperature range was wider at the measuring stations of Aitona and Fraga, located at the Segre and Cinca rivers, with maxima of 2.5-3.5 °C and minima about 1 °C. At Escatrón, at the entrance to the Mequinensa reservoir, the water temperature range had a maximum value of 1.4-1.7 °C, and a minimum value of 0.4 °C. Downstream from the reservoir

Figura 8.9: Guany de calor (punts) i alteració de la temperatura mitjana mensual causada per la central nuclear d'Ascó (quadrats) en funció del cabal mig mensual. Dades des de maig de 1998 a març de 2004

Figure 8.9: Heat gain (dots) and alteration of the monthly mean water temperature caused by the Ascó nuclear power plant (squares) as a function of monthly mean discharge. Data from May 1998 to March 2004



of Mequinensa, at the measuring stations of Mequinensa, Riba-roja and Flix the monthly thermal range was greatly reduced with minima of 0.2 °C at Mequinensa and Riba-roja and of 0.3-0.4 °C at Flix. Maxima were 0.8-0.9 °C at the first two stations and 0.9-1.2 °C at the last one. At Ascó, the thermal amplitude was very similar to that measured at Flix. However, the maxima could be up to 0.5 °C higher and occurred in July, one or two months after the maximum at Flix. At Pas de l'Ase and Miravet, the minimum thermal amplitude had a value of 0.5-1 °C and the maximum thermal amplitude had a value of about 2 °C. Also, the magnitude of the water temperature range along the year could be related to heat income and discharge as shown in Table 8.3. The higher the discharge, the lower is the thermal amplitude. Also, with higher thermal input, higher is the water temperature range.

8.4.3 Long-term water temperature behaviour

Table 8.5 shows the annual mean water temperatures from 1998 to 2003 obtained from our measuring stations data. Between Escatrón and Flix a very small difference in the annual mean water temperature of about 0.2-0.3 °C was observed. Also, the water temperatures at Ascó and Flix were very similar to those at Fraga and Aitona. At Miravet, downstream from the Ascó nuclear power plant, the temperatures were more than 2 °C higher than at Ascó.

Taula 8.5: Temperatura mitjana anual de l'aigua (°C)

Table 8.5: Annual mean water temperature (°C)

Year	Escatrón	Fraga	Aitona	Mequinensa	Riba-roja	Flix	Ascó	Pas	Miravet
1998	15.33	15.08	15.23	— ^b	15.17	15.22	15.13	— ^a	— ^a
1999	15.52	15.48	15.16	— ^b	14.98	15.15	15.11	— ^b	17.91
2000	— ^a	— ^a	— ^a	— ^a	— ^a	15.19	15.18	— ^b	17.93
2001	— ^a	— ^a	— ^a	— ^a	— ^a	15.35	15.34	— ^b	17.69
2002	— ^a	— ^a	— ^a	— ^a	— ^a	15.14	15.09	18.16	18.16
2003	— ^a	— ^a	— ^a	— ^a	— ^a	15.60	15.56	17.77	17.80

^a No measurements taken

^b Too many gaps in the data series

Figura 8.10: Temperatura de l'aigua a Escatrón, temperatura de l'aire a l'Observatori de l'Ebre a Tortosa i cabal a Saragossa des de 1949 fins a 2003. Mitjanes anuals.

Figure 8.10: Mean annual water temperature at Escatrón, air temperature at the Observatori de l'Ebre at Tortosa and discharge at Zaragoza from 1949 to 2003

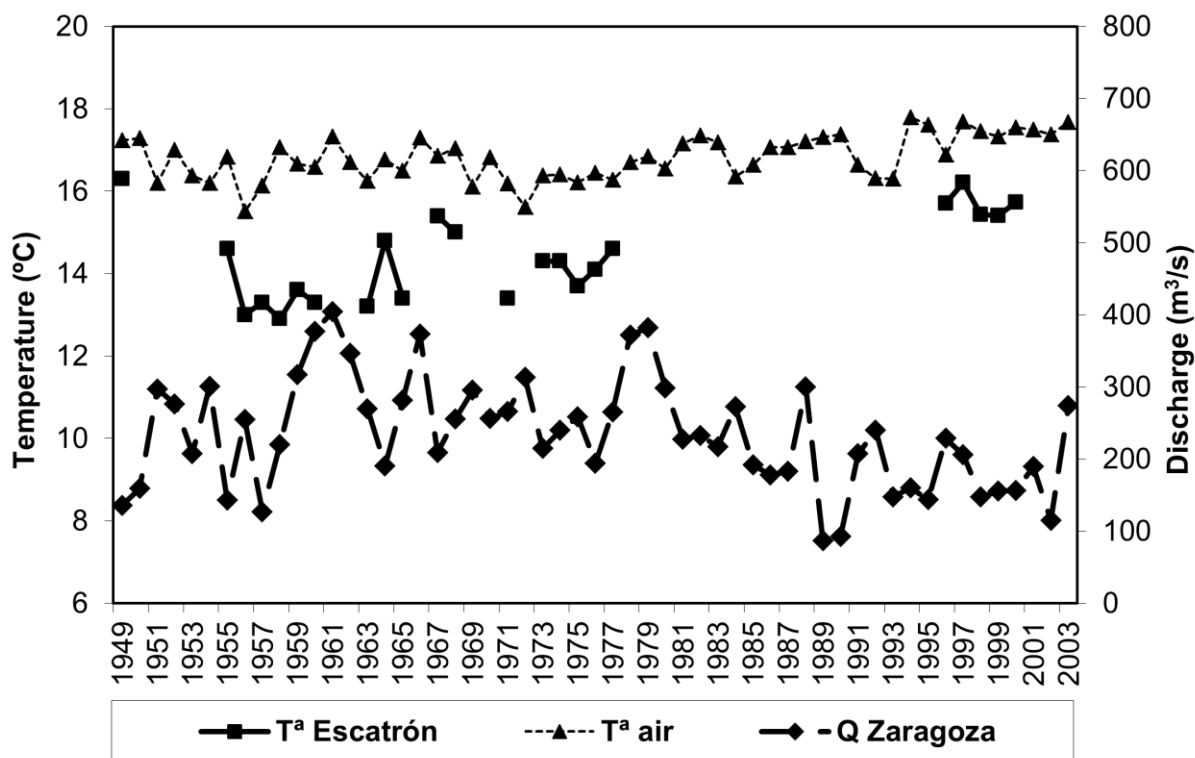


Figure 8.10 shows the estimated annual mean water temperature at Escatrón. The data from Escatrón shows an increase in the mean annual water temperature from 1955 to 2000. Using the Kendall-Theil robust line estimator, the rate of increase in the water temperature was determined to be 0.05 °C/yr (95 % confidence interval of 0.027-0.067 °C/yr) from 1955 to 2000, which indicates an increase of 2.3 °C over this period. This increase in water temperature could be related to a decrease in discharge in the same period and an increase in air temperature from the 1970s (Figure 8.10). A high annual mean water temperature was observed in 1949, probably because of a warm and dry period, as it was one of the medium Ebro River's driest years in the course of the twentieth century.

8.5 Discussion

8.5.1 Determination of the magnitude of the alterations

The magnitude of human alterations in river water temperature has usually been studied by modelling (e.g. Gu *et al.*, 1999; Meier *et al.*, 2003) or comparison with unaltered conditions data. This comparison can be made in reference to data from sites upstream from the alteration point (e.g. Casado *et al.*, 1989; Camargo & Garcia de Jalon, 1990; Lessard & Hayes, 2003) or in reference to data from the same site but previous to the alteration (e.g. Preece & Jones, 2002; Kinouchi *et al.*, 2007). In this work the comparison between upstream and downstream points has been the main strategy used because, except in the case of the measurement station of Escatrón, there is no available data on water temperature before the construction of the dams in the late 60s. Besides, in the case of the nuclear plant, water temperatures in the study area were taken regularly by the CHE, once a month at a variable time of the day, since the end of 1974. They seem to show an increase in water temperature downstream from the nuclear power plant after its setting, but they were not used in this work because of its probable biasedness and high expected standard error (Prats *et al.*, 2007).

However, when the distance between the two sites in the upstream-downstream comparison is too great it cannot be assumed that unaltered water temperature at the downstream site is the same as the water temperature measured at the upstream site. The difference in water temperature between both ends of a given stretch is a fact, but the problem is determining its cause. In the case of the reservoir of Mequinensa, 110 km long, the observed water temperature change is so important (an increase of 5.5-6 °C in November), that it can be assumed that most of this change is due to its effect. The case of the reservoir of Riba-roja, about 30 km in length, will be described below.

8.5.2 Direct and indirect alterations

When there is no human influence, water temperature depends on natural forcing parameters such as incoming solar radiation, air temperature, groundwater, etc. Human impacts to the thermal regime of rivers can occur by modifying these natural forcing factors or by releasing water at temperatures different from the natural ones. The former type of alteration can be

considered indirect alterations, and the latter direct alterations (Prat & Ward, 1994). In the Ebro River, both types of changes act on different scales of time and space.

The main direct alterations in the study area are the release of reservoir hypolimnetic water and the warm effluent of the nuclear power plant. The effects caused by the reservoir of Mequinensa and by the overall system of reservoirs are typical of deep-release reservoirs (Ward, 1974; Barnes & Minshall, 1983; Ward, 1985): higher temperature in winter, lower temperature in summer, reduced daily and annual thermal amplitude and displaced annual maximum and minimum water temperature. Also, a progressive delay of the water temperature daily maxima and minima with increasing distance downstream from a reservoir has been observed by Lowney (2000) and Khangaonkar & Yang (2008). These authors gave evidence in support of the model results obtained by Polehn & Kinsel (1997) and their own model results. According to these, the alteration of the daily water temperature cycles produced by the reservoirs causes the delay in the occurrence of water temperature maxima and minima and the appearance of a characteristic pattern of “nodes” of minimal diurnal variation and “antinodes” of maximum diurnal variation that form at regular intervals until at certain distance the equilibrium is attained and water temperature range maintains its value downstream. In the study area the daily water temperature range tends to increase downstream from the reservoirs, but it does not increase monotonously. If such a pattern of “nodes” and “antinodes” occurred in the Ebro River, it could explain the “apparent” irregularity of the increase in daily water temperature range. However, the big distance between the sites, the irregular distances between them and the interference of hydropeaking discharge variations make it difficult to demonstrate this fact.

Regarding the nuclear power plant effect, Figure 8.7 and Figure 8.9 and Table 8.5 show the effect of the effluent of the Ascó nuclear power plant, which increases the water temperature by approximately 3 °C on average year round. The variability in the actual observed water temperature increase was caused in part by the variability of discharge. In periods of high discharge the increase of temperature is not as important as during low discharge ones (Figure 8.9). Another factor that influences the water temperature increase caused by the nuclear power plant is the management of its cooling system. The thermal load imposed on the river is not constant; it varies according to discharge (Figure 8.9). At lower discharges, more heat is dissipated via the forced-draught and natural-draught cooling towers, so that less heat is passed to the water to comply with environmental river-water heating limitations.

But the reservoirs can also cause indirect alterations on the water thermal regime by modifying the discharge pattern. The increase in the use of water for irrigation over the years has contributed to a decrease in annual discharge (Ibáñez *et al.*, 1996, 1999; MIMAM, 2000) while the need to maintain a minimum flow for the nuclear power plant and lower Ebro Delta irrigation has caused a summer increase in discharge (Ibáñez *et al.*, 1996) (Figure 8.2). Also, a decrease in discharge makes water thermal inertia to be less important and in consequence water temperature variations are wider (Gu *et al.*, 1999; Meier *et al.*, 2003). The results shown in Figure 8.3 and Table 8.3 are in accordance with this. Furthermore, the hydroelectrical use of the dams in the lower course of the Ebro River has as a consequence hydropeaking, the creation of discharge peaks in the high demand hours of the day, following a daily cycle (Ibáñez *et al.*, 1996; CHE, 2000; Val, 2003). Variations in discharge can alter the daily water temperature patterns (Khangonkar & Yang, 2008).

8.5.3 Persistence of the alterations

According to the serial discontinuity concept (Ward & Stanford, 1983), as the distance from the source of alteration increases, the values of the modified parameters should become more similar to the natural ones. The distance of recovery has been seen to be comprised from a few kilometres to more than 450 km depending on the intensity of the alteration, the order of the river, etc. (Stanford & Ward, 2001). In the case of water temperature, the recovery of natural values is made by heat exchange with the environment or by mixing with water at natural temperatures coming from tributaries or groundwater.

The main tributaries in the study area are the Cinca and Segre Rivers, which join the Ebro at the Riba-roja reservoir. Other tributaries or groundwater flows are too reduced in comparison to Ebro River's discharge to have an important effect. In the spring and summer the rivers Cinca and Segre have higher temperatures than the water coming from the Mequinensa reservoir (Val, 2003). However, as shown by Armengol *et al.* (2003) and Navarro *et al.* (2006), the mixing is not complete as the difference in the density of the waters at different temperature creates a two layer structure. In autumn and winter the temperature of the rivers Segre and Cinca is lower than that of the Ebro River exiting from the reservoir of Mequinensa (Val, 2003), but now the mixing is complete because of the reservoir overturn (ACA, 2003; Infraeco, 2006). In consequence, the entrance of these rivers in the Riba-roja reservoir would be the main cause for the inversed

behaviour in this reservoir, increasing water temperature in spring-summer and decreasing it in autumn-winter (Figure 8.6).

The other way of water temperature to recover its natural values is by its natural tendency to attain the equilibrium value by means of the exchange of heat with the environment (the atmosphere and riverbed). In the equilibrium situation the mean water temperature, the range and the timing of the maxima and minima remain constant from one point to the other. The distance and time necessary to attain this state depends on the weather, the discharge, the magnitude of the alteration, etc. Meteorological parameters enhance the recovering of natural values depending on the sign of the alteration. A hot weather will favour the recovering from a cooling alteration in a higher degree than a cool weather. Also, the higher the discharge and the bigger the water temperature difference, the longer it takes for water temperature to attain equilibrium. In rivers similar to the Ebro River the distance needed to recover equilibrium can extend to tens of kilometres. At the Lower Clackamas River (Oregon, US), for a discharge of $20 \text{ m}^3/\text{s}$ and a water temperature alteration of about 4°C , the distance needed to arrive near equilibrium water temperature and amplitude in a summer day was at least 30-50 km (Khangaonkar & Yang, 2008). In the case of the Namoi River below Keepit Dam (Australia), after an alteration of 5°C , for an average $23 \text{ m}^3/\text{s}$ discharge water temperature was restored to within 1°C of unaltered conditions within 100 km in summer (Preece & Jones, 2002). Also, in an upstream stretch of the Ebro River (mean discharge about $70 \text{ m}^3/\text{s}$) affected by a 3°C water temperature increase produced by the nuclear power plant of Santa María de Garoña (N Spain), the alteration was still felt 150 km downstream (Alberto & Arrúe, 1986).

In the studied Ebro River stretch, the equilibrium water temperature does not seem to have been attained downstream from the alteration points. From the Riba-roja dam to Miravet, although mean annual water temperature variation from one station to the other is slight (except between Ascó and Pas because of the nuclear power plant effluent) (Table 8.4 and Table 8.5), the annual water temperature range increases from 15.44°C to 16.95°C and the phase parameter to in Equation (1) changes from 234.14 days to 238.03 days (Table 8.4). At the daily time scale, the daily water temperature range also tends to increase downstream from the Riba-roja dam. The fact that these variables do not remain constant downstream, means that neither the equilibrium steady state has been attained. Furthermore, from Riba-roja to Ascó the sign of the change in mean monthly water temperature has a seasonal behaviour opposed to the alteration caused by the reservoir of Mequinensa. This fact also supports the affirmation that water temperature has

not yet reached the equilibrium situation. Downstream from the nuclear power plant of Ascó, the situation is a bit more complex, as the effects of the reservoirs and the nuclear plant combine. While in the autumn and winter the alterations produced by the reservoirs and the nuclear power plant have the same sign, both make water temperature to increase, in the spring and summer they have opposite signs, water temperature decreases because of the reservoir of Mequinensa effect and increases after the nuclear power plant warm effluent. The result of this is that water temperature at Miravet since August until March is higher than that at Escatrón, while since March to August they are similar.

8.5.4 Long term water temperature behaviour

In the lower Ebro River an increasing water temperature trend has been found. The rate of water temperature increase, 0.05 °C/yr at Escatrón, is of the same order of magnitude as that observed in British Columbia, 0.022 °C/yr (Hamblin & McAdam, 2003). These rates of increase may be considered intermediate because lower and higher warming rates have been found: 0.009 °C/yr in the Danube River at Linz (Webb & Nobilis, 1994) and 0.1 °C/yr in the Experimental Lakes Area in north-western Ontario (Schindler, 1991).

Alberto & Arrúe (1986) already observed an increase in the water temperature of the Ebro River at Escatrón for the period 1955-1978 and attributed it to the sum of various direct anthropogenic thermal impacts in the whole basin (power plants, reservoirs, etc.). Although there are no near power plants or reservoirs upstream from Escatrón and the nearest upstream big urban area is at about 130 km, their effect might still be detectable at Escatrón because of the high thermal inertia of a river with high discharge and the long distance necessary to recover from an alteration. Also, some less important alterations due to the presence of weirs, small urban areas, etc. might add up to the previous effect.

Furthermore, indirect effects are also present. One of them is the effect caused by the increase in the air temperature observed at the study area since the 1970s (Seguí, 2003; Figure 8.10). Empirical regressions show that an increase in the air temperature generally implies an increase in the water temperature (Webb & Nobilis, 1997; Mohseni & Stefan, 1999). However, air temperature cannot explain the observed increase in water temperature alone. Webb & Nobilis (1994) and Hamblin & McAdam (2003) also observed that the increase in air temperature was

not enough to explain the increase in water temperature observed by them. The reduction in discharge since the 1960s must have also had some effect as a reduction in discharge implies an increase in water travel time and lower thermal inertia. As shown in Figure 8.2 it is in the wetter and colder months that the decrease in discharge is more important, while in summer it remains more or less the same. The lower thermal inertia in the colder months should have as a consequence a decrease in water temperature, which is contrary to the observed situation. But on the other side, if the discharge is lower the warming due to thermal pollution should also be higher because of the reduced dilution. Furthermore, another warming factor related with this decrease in discharge would be the reduction in the frequency and duration of floods. Arrúe & Alberto (1986) showed that floods due to snowmelt and some floods caused by rain episodes caused a decrease in water temperature that could be observed at Escatrón. Then, the reduction in the frequency and duration of floods would result in an increase in mean annual water temperature.

8.6 Conclusions

Human use of water for different purposes can have a considerable impact on aquatic ecosystems. In the lower Ebro River, different kinds of thermal regime alteration can be found: direct (release of hypolimnetic water from the reservoirs, use of water for refrigeration, etc.) and indirect (variations in discharge, increase in air temperature, etc.). The most important alterations observed in the study area are those caused by the reservoir of Mequinensa and the nuclear power plant effluent. The Mequinensa reservoir alters water temperature in a seasonal way, increasing water temperature in autumn and winter and decreasing it in spring and summer. The difference in mean monthly water temperature between the entry and the exit of the reservoir can be as high as 6 °C. It also reduces daily and annual water temperature variability and delays the annual water temperature cycle. On the other side, the nuclear power plant produces a mean increase in water temperature of about 3 °C, the actual value depending greatly on discharge.

A tendency of water to recover natural water temperature values and variability is observed downstream from the points of alteration, although the equilibrium situation does not seem to be attained at the end of the studied reach. The processes involved in this are the heat exchange with the atmosphere and the riverbed, the mixing with inflows from the Ebro River's tributaries, mainly the Segre and Cinca rivers, and during part of the year the effect of the nuclear power plant. In the spring and summer the effects caused by the reservoir of Mequinensa and the

nuclear power plant have opposite signs, the Mequinensa reservoir makes water temperature to decrease and the nuclear power plant to increase, so that they partially cancel each other out.

The long-term water temperature behaviour has been studied at Escatrón, at the entry of the reservoir of Mequinensa. In the period 1955-2000 water temperature at Escatrón followed an increasing trend of 0.05 °C/yr, which reflected the effect of the increase in air temperature from the 1970s, and the probable effect of the decrease in discharge from the 1960s and different water temperature alterations many kilometres upstream that were still detected at the site because of the high thermal inertia of a river with such an important discharge.

8.7 Acknowledgements

The comments of two anonymous reviewers have greatly improved the original manuscript. The authors would like to thank ENDESA, the Asociación Nuclear Ascó-Vandellós II and the Miravet City Council for their help and for providing places to install the measurement stations. The authors would also like to thank J. L. Arrúe, the Escatrón power plant, the Observatori de l'Ebre for their help in providing some of the data used in this paper and C. Ibàñez, Limnos S.A. and the Agència Catalana de l'Aigua for allowing us to access some of the reports cited. The authors thank D. Niñerola, Q. Rabadà and J. Vicente for their help in installing and maintaining the instrumentation. This study was carried out as part of projects CGL2004-05503-C02-01/HID and CGL2004-05503-C02-02/HID and CGL2008-06377-C02-01/02, funded by the *Programa de Recursos Hídricos del Plan Nacional de Investigación y Desarrollo*. One of the authors benefits of a FPI grant from the *Programa de Recursos Hídricos del Plan Nacional de Investigación y Desarrollo* and the European Social Fund.

8.8 References

- ACA (2003) *Caracterització i propostes d'estudi dels embassaments catalans segons la Directiva 2000/60/CE del Parlament Europeu*. Departament de Medi Ambient, Barcelona. 212 p.
- ALBERTO, F. & ARRÚE, J.L. (1986) Anomalías térmicas en algunos tramos de la red hidrográfica del Ebro. *Anales de la Estación Experimental Aula Dei*, 18 (1-2), 91-113.
- ALLAN, J.D. (1995) *Stream ecology. Structure and function of running waters*. Chapman & Hall, London. 388 p.
- ARMENGOL, J.; BACARDIT, M.; CAPUTO, L.; GALLEGOS, M.A.; NAVARRO, E. (2003) *Ecologia aquàtica del embassaments de Mequinensa, Ribarroja i Flix*. Universitat de Barcelona, Barcelona. 27 p.
- ARRÚE, J.L. & ALBERTO, F. (1986) El régimen térmico de las aguas superficiales de la Cuenca del Ebro. *Anales de la Estación Experimental Aula Dei*, 18 (1-2), 31-50.
- BALTZ, D.M.; MOYLE, P.B.; KNIGHT, N.J. (1982) Competitive interactions between benthic stream fishes, riffle sculpin, *Cottus gulosus*, and speckled dace, *Rhinichthys osculus*. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 39, 1502-1511. doi: 10.1139/f82-202.
- BARKO, J. W.; SMART, R. M. (1981) Comparative influences of light and temperature on the growth and metabolism of selected submersed freshwater macrophytes. *Ecological Monographs*, 51, 219-235.
- BARNES, J. R. & MINSHALL, G. W. (1983) *Stream ecology: application and testing of general ecological theory*. Plenum Press, New York. 399 p.
- CAMARGO, J. A. & GARCÍA DE JALÓN, D. (1990) The downstream impacts of the Burgomillodo Reservoir, Spain. *Regulated Rivers: Research & Management*, 5, 305-317. doi: 10.1002/rrr.3450050403.
- CASADO, C.; GARCIA DE JALON, D.; DEL OLMO, C. M.; BARCELO, E.; MENES, F. (1989) The effect of an irrigation and hydroelectric reservoir on its downstream communities. *Regulated Rivers: Research & Management*, 4, 275-284. doi: 10.1002/rrr.3450040306.
- CHE (2000) *Los aprovechamientos en la Cuenca del Ebro: afección en el régimen hidrológico fluvial*. Oficina de Planificación Hidrológica, CHE, Zaragoza. 83 p.
- DEPARTAMENT D'ENGINYERIA HIDRÀULICA, MARÍTIMA I AMBIENTAL (DEHMA) (1990) *Estudio del comportamiento térmico del río Ebro en el tramo C. N. Ascó – Pas de l'Ase*. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 44 p.
- DOLZ, J.; PUERTAS, J.; HERRERO, E. (1994) Water temperature alteration downstream from a reservoir. The Ebro River case (Spain). In: *18th International Congress on Large Dams*, Durban, South Africa, 211-216.
- FRAYSSE, B.; BAUDIN, J.P.; GARNIER-LAPLACE, J.; BOUDOU, A.; RIBEYRE, F.; ADAM, C. (2000) Cadmium uptake by *Corbicula fluminea* and *Dreissena polymorpha*: Effects of pH and temperature. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*, 65, 638-645. doi: 10.1007/s0012800171.
- GARCÍA DE JALÓN, D. (1996) Impactos de las modificaciones del régimen térmico en las comunidades fluviales. In: J. Dolz; Puertas, J.; Aguado, A.; Agulló, L. *Efectos térmicos en presas y embalses*. Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Madrid. 226 p.
- GARCÍA DE JALÓN, D.; MONTES, C.; BARCELO, E.; CASADO, C.; MENES, F. (1988) Effects of hydroelectric scheme on fluvial ecosystems within the Spanish Pyrenees. *Regulated Rivers: Research & Management*, 2, 479-491. doi: 10.1002/rrr.3450020402.
- GARCÍA DE JALÓN, D.; GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, M.; CASADO, C. (1992) Ecology of regulated streams in Spain: an overview. *Limnetica*, 8, 161-166.

- GU, R.; MCCUTCHEON, S.; CHEN, C. (1999) Development of weather dependant flow requirements for river water temperature control. *Environmental Management*, 24, 529-540. doi:10.1007/s002679900252.
- HAMBLIN, P.F. & MCADAM, S.O. (2003) Impoundment effects on the thermal regimes of Kootenay Lake, the Arrow Lakes Reservoir and Upper Columbia River. *Hydrobiologia*, 504, 3-19. doi:10.1023/B:HYDR.0000008503.75784.ee.
- HELLAWELL, J.M. (1986) *Biological indicators of freshwater pollution and environment management*. Elsevier, London. 546 p.
- HELSEL, D. R. & HIRSCH, R. M. (1992) *Statistical methods in water resources*. Elsevier, Amsterdam. 522 pp.
- IBÀÑEZ, C. (1998) *Anàlisi i conclusions dels resultats de l'estudi dels efectes de l'abocament tèrmic de la central d'Ascó sobre les comunitats biològiques*. Departament de Medi Ambient, Junta de Sanejament, Barcelona. 22 p.
- IBÀÑEZ, C.; PRAT, N.; CANICIO, A. (1996). Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro River and its estuary. *Regulated Rivers: Research & Management*, 12, 51-62. doi: 10.1002/(SICI)1099-1646(199601)12:1<51::AID-RRR376>3.0.CO;2-I.
- IBÀÑEZ, C.; PRAT, N.; CANICIO, A.; CURCÓ, A. (1999) *El delta del Ebro, un sistema amenazado*. Bakeaz, Bilbao, Spain. 109 p.
- INFRAECO (2006) *Ejecución de trabajos relacionados con los requisitos de la Directiva Marco (2000/60/CE) en el ámbito de la Confederación Hidrográfica del Ebro referidos a: elaboración del registro de zonas protegidas, determinación del potencial ecológico de los embalses, desarrollo de programas específicos de investigación*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza.
- KHANGAONKAR, T. & YANG, Z. (2008) Dynamic response of stream temperatures to boundary and inflow perturbation due to reservoir operations. *River Research & Applications*, 24, 420-433. doi: 10.1002/rra.1088.
- KINOCHI, T.; YAGI, H.; MIYAMOTO, M. (2007) Increase in stream temperature related to anthropogenic heat input from urban wastewater. *Journal of Hydrology*, 335, 78-88. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.11.002.
- LESSARD, J.L. & HAYES, D.B. (2003) Effects of elevated water temperature on fish and macroinvertebrate communities below small dams. *River Research and Applications*, 19, 721-732. doi: 10.1002/rra.713.
- LIMNOS (1997) *Estudi dels efectes de l'abocament tèrmic de la central nuclear d'Ascó sobre les comunitats biològiques*. Núm. projecte CE017685, Junta de Sanejament, Barcelona, Spain. 50 p.
- LIMNOS (1998) *Estudio de la calidad ecológica integral del río Ebro*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza. <http://oph.chebro.es/DOCUMENTACION/Calidad/estudios/calecolebro1998>
- LOWNEY, C. L. (2000) Stream temperature variation in regulated rivers: Evidence for a spatial pattern in daily minimum and maximum magnitudes. *Water Resources Research*, 36 (10), 2947-2955. doi: 10.1029/2000WR900142.
- LUTZ, P. E. (1968) Effects of temperature and photoperiod on larval development in *Lestes eurinus* (Odonata: Lestidae). *Ecology*, 49, 637-644.
- MEIER, W.; BONJOUR, C.; WÜEST, A.; REICHERT, P. (2003) Modeling the effect of water diversion on the temperature of mountain streams. *Journal of Environmental Engineering*, 129 (8), 755-764. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9372(2003)129:8(755).
- MIMAM (2000) *Plan Hidrológico Nacional. Análisis de los sistemas hidráulicos*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid. 390 pp.

- MOHSENI, O. & STEFAN, H.G. (1999) Stream temperature/air temperature relationship: a physical interpretation. *Journal of Hydrology*, 218, 128-141. doi: 10.1016/S0022-1694(99)00034-7.
- MUÑOZ, I. (1990) *Limnologia de la part baixa del riu Ebre i els canals de reg: els factors físico-químics, el fitoplàncton i els macroinvertebrats bentònics*. PhD thesis, Universitat de Barcelona, Barcelona.
- NAVARRO, E.; BACARDIT, M.; CAPUTO, L.; PALAU, T.; ARMENGOL, J. (2006) Limnological characterization and flow patterns of a three-coupled reservoir system and their influence on *Dreissena polymorpha* populations and settlement during the stratification period. *Lake and Reservoir Management*, 22 (4), 293-302.
- POLEHN, R. A. & KINSEL, W. C. (1997) Transient temperature solution for stream flow from a controlled temperature source. *Water Resources Research*, 33 (1), 261-265. doi: 10.1029/96WR03016.
- PRAT, N. & WARD, J. V. (1994) The tamed river. In: R. Margalef (ed.), *Limnology Now: A Paradigm of Planetary Problems*. Elsevier, Amsterdam. 553 p.
- PRATS, J.; DOLZ, J.; ARMENGOL, J. (2009) Variabilidad temporal en el comportamiento hidráulico del curso inferior del río Ebro. *Ingeniería del Agua*, 16 (4), 259-272.
- PRATS, J.; VAL, R.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (2004a) Alteracions produïdes pels embassaments sobre el cicle diari de temperatures del curs baix del riu Ebre. In: *IV Congreso Ibérico de Gestión y Planificación del Agua*, 8-12 December 2004, Tortosa, Spain.
- PRATS, J.; VAL, R.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (2004b) Regulation in the lower Ebro River: thermal regime alterations. In: *Proceedings of the Fifth International Symposium on Ecohydraulics. Aquatic Habitats: Analysis & Restoration*, 12-17 september, Madrid, Spain, 873-878.
- PRATS, J.; VAL, R.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (2007) A methodological approach to the reconstruction of the 1949-2000 water temperature series in the Ebro River at Escatrón. *Limnetica*, 26 (2), 293-306.
- PREECE, R.M. & JONES, H.A. (2002) The effect of Keepit Dam on the temperature regime of the Namoi River, Australia. *River Research and Applications*, 18, 397-414. doi: 10.1002/rra.686.
- PRITCHARD, G.; HARDER, L.D.; MUTCH, R.A. (1996) Development of aquatic insect eggs in relation to temperature and strategies for dealing with different thermal environments. *Biological Journal of the Linnean Society*, 58, 221-244. doi: 10.1006/bijl.1996.0033.
- REEVES, G.H.; EVEREST, F.H.; HALL, J.D. (1987) Interactions between the redbside shiner (*Richardsonius balteatus*) and the steelhead trout (*Salmo gairdneri*) in Western Oregon: the influence of water temperature. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 44, 1603-1613.
- RODRIGUEZ-RUIZ, A. & GRANADO-LORENCIO, C. (1992) Spawning period and migration of three species of cyprinids in a stream with Mediterranean regimen (SW Spain). *Journal of Fish Biology*, 41, 545-556. doi: 10.1111/j.1095-8649.1992.tb02682.x.
- SANTAMARIA, L.; VAN VIERSSSEN, W. (1997) Photosynthetic temperature responses of fresh- and brackish-water macrophytes: a review. *Aquatic Botany*, 58, 135-150. doi: 10.1016/S0304-3770(97)00015-6.
- SCHINDLER, D. W. (1997) Widespread effects of climatic warming on freshwater ecosystems in North America. *Hydrological Processes*, 11, 1043-1067. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(19970630)11:8<1043::AID-HYP517>3.0.CO;2-5.
- SEGÚI, J. (2003) *Análisis de la serie de temperatura del Observatorio del Ebro 1894-2002*. Observatori de l'Ebre, Roquetes, Spain. 83 pp.
- STANFORD, J. A.; WARD, J.V. (2001) Revisiting the Serial Discontinuity Concept. *Regulated Rivers: Research & Management*, 17 (4-5), 303-310. doi: 10.1002/rrr.659.

- SWEENEY, B. W. & SCHNACK, J. A. (1977) Egg development, growth, and metabolism of *Sigara alternata* (Say) (Hemiptera: Corixidae) in fluctuating thermal environments. *Ecology*, 58, 265-277.
- TANIGUCHI, Y.; RAHEL, F.J.; NOVINGER, D.C.; GEROW, K.G. (1998) Temperature mediation of competitive interactions among three fish species that replace each other along longitudinal stream gradients. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 55, 1894-1901. doi: 10.1139/cjfas-55-8-1894.
- VAL, R. (2003): *Incidencia de los embalses en el comportamiento térmico del río Ebro. Caso del sistema de embalses Mequinenza-Ribarroja-Flix en el río Ebro*. PhD Dissertation, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona. 196 pp.
- VANNOTE, R.L. & SWEENEY, B. (1980) Geographic analysis of thermal equilibria: a conceptual model for evaluating the effect of natural and modified regimes on aquatic insect communities. *The American Naturalist*, 115 (5), 667-695.
- VERMA, R.D. (1986) Environmental impacts of irrigation projects. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 112 (4), 322-330. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1986)112:4(322).
- WARD, J. V. (1974) A temperature-stressed stream ecosystem below a hypolimnial release mountain reservoir. *Archiv für Hydrobiologie*, 74, 247-275.
- WARD, J. V. (1985) Thermal characteristics of running waters. *Hydrobiologia*, 125, 31-46. doi: 10.1007/BF00045924.
- WARD, J. V.; STANFORD, F. R. (1983) The serial discontinuity concept of lotic ecosystems. In: Fontaine, T.D., Bartell, S.M. (Eds.), *Dynamics of lotic ecosystems*. Ann Arbor Science, Ann Arbor, 29-42.
- WATANABE, N. C. (1998) Geographical variation in Japan in egg development of the mayfly, *Ephoron shigae* (Ephemeroptera: Polymitarcyidae). *Freshwater Biology* 40, 245-254. doi: 10.1046/j.1365-2427.1998.00344.x.
- WEBB, B. W. & NOBILIS, F. (1994) Water temperature behaviour in the River Danube during the twentieth century. *Hydrobiologia*, 291, 105-113. doi: 10.1007/BF00044439.
- WEBB, B. W. & NOBILIS, F. (1997) Long-term perspective on the nature of the air-water temperature relationship: a case study. *Hydrological Processes*, 11, 137-147. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199702)11:2<137::AID-HYP405>3.3.CO;2-U.
- WEBB, B. W. & WALLING, D. E. (1993) Temporal variability in the impact of river regulation on thermal regime and some biological implications. *Freshwater Biology*, 29, 167-182. doi: 10.1111/j.1365-2427.1993.tb00752.x.
- WHITE, E.M.; KNIGHTS, B. (1997) Environmental factors affecting migration of the European eel in the rivers Severn and Avon, England. *Journal of Fish Biology*, 50, 1104-1116. doi:10.1111/j.1095-8649.1997.tb01634.x.
- WOTTON, R.S. (1995) Temperature and lake-outlet communities. *Journal of Thermal Biology*, 20 (1/2), 121-125. doi: 10.1016/0306-4565(94)00042-H.

9 MODEL UTILITZAT PER ESTIMAR LA TEMPERATURA DE L'AIGUA DEL RIU EBRE

—Demà plourà a càntirs —amollà Josep de Pons, un dels tres parroquians que havien eixit del cafè. L'espurneig de la celístia crepitava sobre la vall de l'Ebre i semblava contradir l'afirmació; tanmateix, Josep de Pons era home de pronòstics audaços, gairebé temeraris, i hauria considerat jugar amb avantatge arriscar la mateixa profecia amb un sol núvol al seu favor.

—Vés a saber —digué Joan de Sarroca, el qual, per si de cas, no es comprometia mai de la vida.

—Au, bona nit —tallà el tercer, Pere Cirera, sense humor per embrancar-se en previsions meteorològiques, després d'una maleïda partida de pòquer que li havia costat un grapat de bitllets, i s'avià carrer de les Pedres amunt.

Jesús Moncada

El Cafè de la Granota

9.1 Introducció

Les aproximacions utilitzades a l'hora de modelitzar la temperatura de l'aigua d'un riu són principalment dos. D'una banda, hi ha els models de regressió ja siga a partir de la temperatura de l'aire (Webb & Nobilis, 1997; Mohseni *et al.*, 1998; Mohseni & Stefan, 1999; Erickson & Stefan, 2000), ja siguen models d'autocorrelació (Kothandaraman, 1971; Caissie *et al.*, 1998, 2001), ja siga a partir d'altres variables meteorològiques (Arganis *et al.*, 2005). De l'altra, hi ha els models físics basats en la resolució de l'equació d'advecció-difusió (Edinger *et al.*, 1974; Sinokrot & Stefan, 1993, 1994; Chen *et al.*, 1998; Caissie *et al.*, 2007).

Els models de regressió tenen l'avantatge que són més simples d'aplicar i requereixen pocs paràmetres. A més, les variables de què es fa dependre la temperatura de l'aigua solen ser fàcils de mesurar, com és el cas de la temperatura de l'aire. D'altra banda, la temperatura de l'aire és una de les variables simulades més a sovint pels models climatològics globals, i és per això que els models de regressió a partir de la temperatura de l'aire se solen utilitzar per predir els impactes d'un augment de la temperatura a causa de l'augment de la concentració de CO₂ atmosfèric (p. ex. Webb & Walsh, 2004). Aquests models han de ser calibrats en cada localitat on es vulguen aplicar (Caissie *et al.*, 1998, 2001) i, en general, són adequats només per escales de temps llargues, a partir de la setmana. En canvi, els models físics necessiten un gran nombre

de dades d'entrada que comprenen tant dades de la morfologia del riu (profunditat, amplada), hidràuliques (cabal, velocitat de l'aigua), i meteorològiques (radiació solar incident, temperatura de l'aire, humitat relativa, velocitat del vent, etc.), a més de les corresponents condicions de contorn. La seua aplicació és també més complexa, ja que cal trobar la solució d'una equació diferencial, normalment mitjançant mètodes numèrics, i cal ajustar alguns dels paràmetres del model. Tanmateix, quan es tracta de determinar el comportament de la temperatura de l'aigua per escales de temps petites o quan es tracta de predir l'efecte d'una determinada alteració és el mètode que cal utilitzar.

Suposant que la temperatura de l'aigua és homogènia verticalment i horitzontal en cada secció del tram de riu estudiat, el transport de calor es pot modelitzar mitjançant l'equació unidimensional d'advecció-difusió

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} = D \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{u(H_A W + H_b W_b)}{Q \rho_w C_w} \quad (1)$$

on T és la temperatura de l'aigua, t és el temps, x és la distància, Q és el cabal, u és la velocitat de l'aigua, D és un coeficient de dispersió en la direcció del flux, H_A és l'intercanvi de calor de l'aigua amb l'atmosfera per unitat de superfície, H_b és l'intercanvi de calor de l'aigua amb el substrat per unitat de superfície, W és l'amplada del riu, W_b és el perímetre mullat, ρ_w és la densitat de l'aigua i C_w és la calor específica de l'aigua. Els intercanvis de calor, H_A i H_b , són positius quan l'aigua guanya calor i negatius quan en perd. Donat que el terme difusiu és poc important, podem simplificar l'expressió anterior (Polehn & Kinsel, 1997; Lowney, 2000) per obtenir l'equació de convecció

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} = q \quad (2)$$

on q és el terme font:

$$q = \frac{u(H_A W + H_b W_b)}{Q \rho_w C_w} \quad (3)$$

que és positiu quan l'entorn aporta calor a l'aigua del riu. En rius amples i poc profunds es pot considerar que $W = W_b$. Llavors, podem posar

$$q = \frac{u(H_A + H_b)W}{Q\rho_w C_w} = \frac{uW}{Q} \frac{H_T}{\rho_w C_w} \quad (4)$$

on la variable H_T correspon a la potència calòrica per unitat de superfície intercanviada entre l'aigua i l'entorn (l'atmosfera i el llit del riu). H_T és positiva quan hi ha una aportació de calor al riu. El factor uW/Q conté paràmetres hidràulics i el factor $H_T/(\rho_w C_w)$ inclou els fluxos tèrmics entre l'aigua i l'entorn. Per comoditat i per tal que el model siga aplicable en cas de cabals variables s'ha subdividit el model en dos mòduls acoblats: un mòdul hidrològic per al càlcul del primer factor i un mòdul tèrmic per al càlcul del segon factor.

Tal com es mostra en el capítol 5, el riu Ebre presenta dos tipus de comportament hidràulic que depenen de la presència de macròfits en el riu. El comportament que anomenem de tipus A és el que correspon al comportament del riu quan no hi ha macròfits o són poc abundants. El comportament que anomenem de tipus B es donaria quan hi ha una presència important de macròfits. En aquesta situació, la velocitat de l'aigua del riu és menor i el nivell major per a un mateix cabal que en la situació A. Per simplificar ens ocuparem només dels períodes amb un comportament hidràulic de tipus A, ja que el comportament hidràulic de tipus B és més variable en el temps, ja que és funció de la densitat de macròfits, etc. El comportament A es dona aproximadament del 3 de desembre de 2000 al 3 d'agost de 2002, del 5 de febrer al 30 d'octubre de 2003 i del 25 de novembre de 2003 al 29 d'agost de 2004.

9.2 Mòdul hidràulic

Els paràmetres hidràulics a modelitzar són tres: el cabal i la propagació dels transitoris, la velocitat de l'aigua (u), i l'amplada del riu (W). Pel que fa a la determinació de la velocitat de l'aigua, se n'ha parlat en el capítol 5 i no se'n tornarà a parlar aquí.

9.2.1 Cabals i propagació dels transitoris

9.2.1.1 Equacions de Saint-Venant

Les equacions de Saint-Venant permeten el càlcul del cabal i nivell d'aigua en funció de l'espai i el temps al llarg d'un tram de riu. Les suposicions utilitzades per deduir aquestes equacions són (Chow *et al.*, 1994):

- El flux és unidimensional; la profunditat i la velocitat varien només en la direcció longitudinal del canal
- El flux varia gradualment al llarg del canal, de forma que es poden menysprear les acceleracions verticals i preval la pressió hidrostàtica
- L'eix longitudinal del canal és aproximadament una línia recta
- El pendent del llit del riu és poc important, de forma que el seu cosinus és aproximadament igual a 1, i el llit és fix
- Es poden aplicar els coeficients de resistència per a un flux uniforme permanent turbulent
- El fluid és incompressible i de densitat constant

Llavors, les equacions unidimensionals de continuïtat i de moment són

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \quad (\text{eq. de continuïtat}) \quad (5)$$

$$\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + g \frac{\partial y}{\partial x} - g(S_0 - S_f) = 0 \quad (\text{eq. de moment}) \quad (6)$$

on Q és el cabal, A és l'àrea de la secció transversal, y és la profunditat, g és l'acceleració de la gravetat, S_0 és la pendent del llit del riu, i S_f és la pendent de fricció. El significat dels diferents termes de l'equació de moment són els següents:

- $\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t} \equiv$ acceleració local
- $\frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) \equiv$ acceleració convectiva
- $g \frac{\partial y}{\partial x} \equiv$ força de pressió
- $-gS_0 \equiv$ força gravitacional
- $gS_f \equiv$ força de fricció

En funció de la importància dels diferents termes es poden obtenir models simplificats. El model d'ona cinemàtica menysprea els termes d'acceleració local, acceleració convectiva i pressió. El model d'ona difusiva no té en compte els termes d'acceleració local i convectiva. El model d'ona dinàmica considera tots els termes de l'equació de moment.

Donada la complexitat de les equacions de Saint-Venant, no és possible trobar la solució analíticament, excepte en casos ideals molt particulars, i cal utilitzar mètodes numèrics. En aquest treball s'usa l'equació de difusió modelitzada mitjançant el mètode de Muskingum-Cunge (Chow *et al.*, 1994; Ponce, 1989).

9.2.1.2 Mètode de Muskingum-Cunge

El mètode de Muskingum-Cunge és una solució aproximada de l'equació de difusió mitjançant un esquema en diferències finites de tres punts (Figura 9.1):

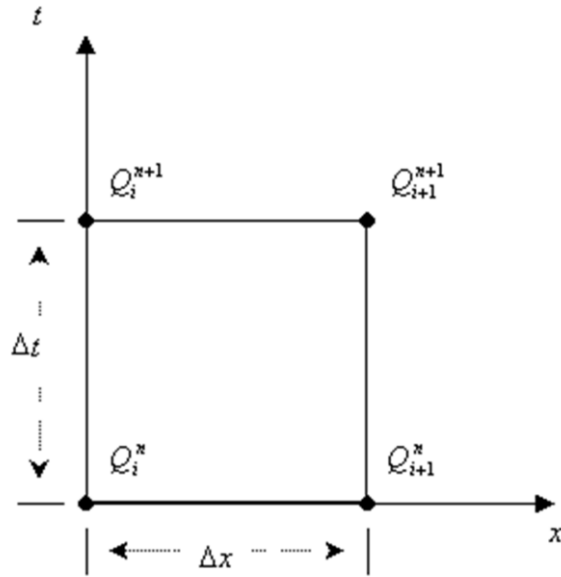
$$Q_{i+1}^{n+1} = C_1 Q_i^{n+1} + C_2 Q_i^n + C_3 Q_{i+1}^n, \quad (7)$$

on

$$C_1 = \frac{\Delta t - 2KX}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (8)$$

$$C_2 = \frac{\Delta t + 2KX}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (9)$$

Figura 9.1: Discretització espaciotemporal del mètode de Muskingum-Cunge.



$$C_3 = \frac{2K(1-X) - \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (10)$$

Q és el cabal i Δt és el valor del pas temporal. $K = \Delta x / c$ correspon al temps de viatge del transitori, o siga el temps que tarda una pertorbació del cabal en recórrer un tram de riu de longitud Δx amb la velocitat de l'ona cinemàtica c .

El coeficient X es pot interpretar com un factor d'ajust de la difusió, i es pot aproximar com

$$X = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{Q}{WcS_o\Delta x} \right) \quad (11)$$

on W és l'amplada del riu i S_o el pendent del fons del riu. Es pot observar que X depèn de la discretització espacial. En el mètode de Muskingum-Cunge la difusió es modelitza ajustant la difusió numèrica amb la difusió hidràulica. El número de Reynolds de cel·la R_c es defineix com la raó entre la difusivitat hidràulica i la difusivitat de malla:

$$R_c = \frac{Q}{WS_o c \Delta x}. \quad (12)$$

Llavors,

$$X = (1 - R_c) / 2. \quad (13)$$

Per la longitud de tram característica

$$\Delta x_c = \frac{Q}{WS_o c} \quad (14)$$

el número de Reynolds de cel·la és $R_c = 1$ i $X = 0$. Per tant, per longituds del tram menors que la longitud de tram característica X pren valors negatius, mentre que per valors majors pren valors positius (Ponce, 1989).

La modelització pot ser lineal, si es mantenen els paràmetres constants durant la modelització, o no lineal, si no es mantenen constants. En aquest treball la modelització es fa per períodes de temps de 3 ó 7 dies, per als quals se suposa que els paràmetres es mantenen constants.

9.2.1.3 Discretització del model hidràulic

Diferents autors han estudiat les condicions en què la solució obtinguda pel mètode de Muskingum-Cunge és estable. Cunge (1969) va demostrar que per que hi haja estabilitat s'ha de complir

$$X \leq 1/2 \quad (15)$$

que es verifica sempre si es calcula X segons l'Equació (11). Szél & Gáspár (2000) van trobar que l'oscil·lació numèrica desapareix si i només si

$$Cr^2 = 1 - 3/Pe^2 \quad (16)$$

on Cr és el número de Courant

$$Cr = c \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (17)$$

i Pe és el número de Péclet

$$Pe = c \frac{\Delta x}{2D} \quad (18)$$

on D és el coeficient de difusió. El número de Courant reflecteix la porció de la cel·la que la pertorbació creua per advecció en cada pas temporal i el número de Péclet és una mesura de la importància relativa de l'advecció respecte de la difusió. Com que $Cr^2 > 0$, perquè es compleixi l'Eq. (16) s'ha de donar $Pe^2 > 3$, cosa que vol dir que l'advecció ha de dominar per sobre de la difusió. A la pràctica, si fixem un valor bé de Δx , bé de Δt , l'altre queda determinat a partir de l'Eq. (16). En concret,

$$\Delta t = \frac{1}{c} \sqrt{\Delta x^2 - \frac{12D^2}{c^2}} \quad (19)$$

i

$$\Delta x = \sqrt{c^2 \Delta t^2 - \frac{12D^2}{c^2}} \quad (20)$$

Per exemple, podem prendre $\Delta t = 600$ s, que és l'interval de temps entre les nostres mesures, $c = 2$ m/s, que és la velocitat mitjana de l'ona en el tram Flix-Tortosa, i $D = 160$ m²/s, que és el coeficient de difusió mig entre Ascó i Tortosa segons les dades de Pujol & Sánchez-Cabeza (2000). Llavors aplicant l'Eq. (20.) tenim que $\Delta x = 1167,6$ m. A més, Szél & Gáspár (1999) també van deduir les següents condicions suficients per a l'estabilitat:

$$- \quad |C_1| < 1 \text{ i } |C_3| < 1 \quad (21)$$

$$- \quad Cr + 1/Pe \geq 1 \text{ i } Cr - 1/Pe \leq 1 \quad (22)$$

D'altra banda, usant el concepte del “column holdup” Barry & Bajracharya (1995) van mostrar que l'esquema en diferències finites usat en el mètode de Muskingum-Cunge és una aproximació òptima quan

$$Cr = 1/2 \quad (23)$$

i

$$\Delta x = \frac{2D}{c(1 - Cr)} \quad (24)$$

De l'Eq. (16) i (23), resulta que $Pe = 2$ i tenim

$$\Delta x = 4D/c \quad (25)$$

En aquest cas, si agafem $D = 160 \text{ m}^2/\text{s}$ i $c = 2 \text{ m/s}$, tenim que $\Delta x = 320 \text{ m}$ i $\Delta t = 80 \text{ s}$.

Donada l'existència de tantes propostes de criteris per assegurar l'estabilitat, no és fàcil decidir quin utilitzar. Per poder prendre una decisió més raonada s'ha estudiat un exemple concret utilitzant diferents discretitzacions. Les dades utilitzades corresponen al tram Flix-Miravet durant la primera setmana del període estudiat (Figura 9.2). El cabal mig en aquest període va ser de $430 \text{ m}^3/\text{s}$ i oscil·lava entre els $141 \text{ m}^3/\text{s}$ i els $518 \text{ m}^3/\text{s}$. En la discretització espacial s'han estudiat els valors de Δx compresos entre 222 m i 4000 m que feien que el tram Flix-Miravet quedés dividit en un nombre enter de subtrams. Pel que fa a la discretització temporal, s'han utilitzat dos valors diferents:

$$\Delta t = 600 \text{ s}$$

Figura 9.2: Cabal a les estacions de Flix i Miravet durant la primera setmana del període estudiat (primera setmana de l'any 2000)

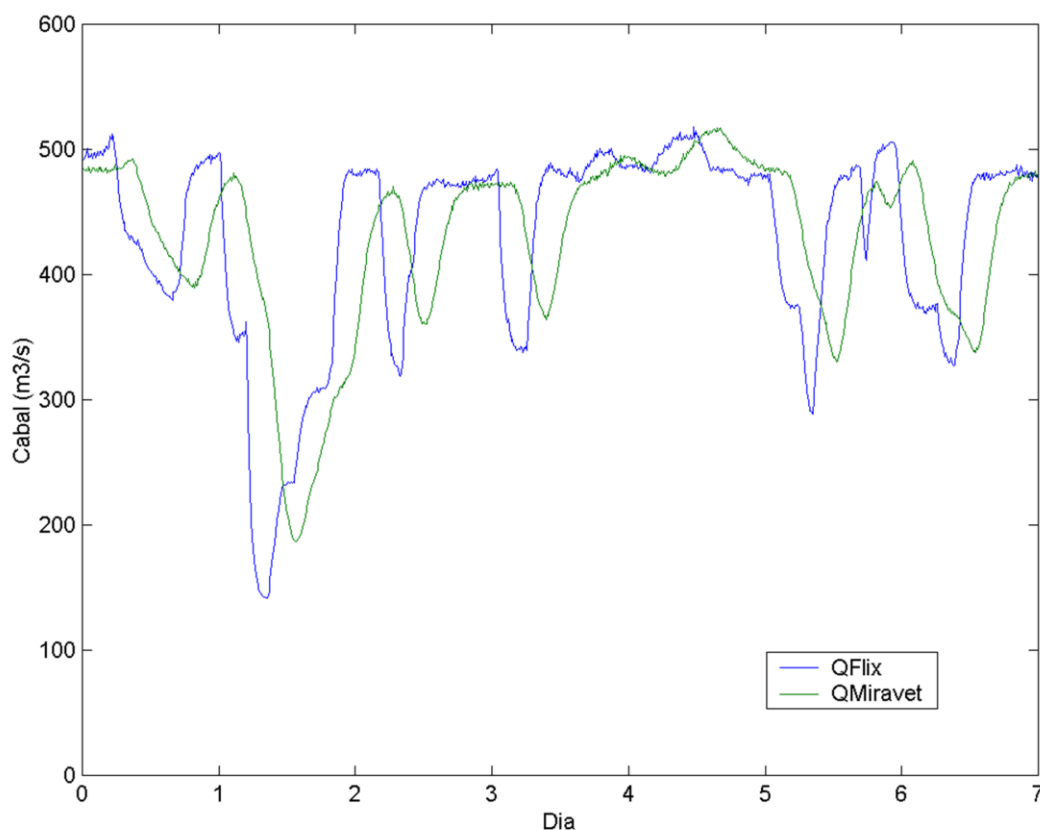


Figura 9.3: Valor estimat de $c=\Delta x/K$ per diferents discretitzacions espacials i temporals en la primera setmana del període d'estudi. Tram Flix-Miravet. $c = 2 \text{ m/s}$ i $c^* = 1,85 \text{ m/s}$

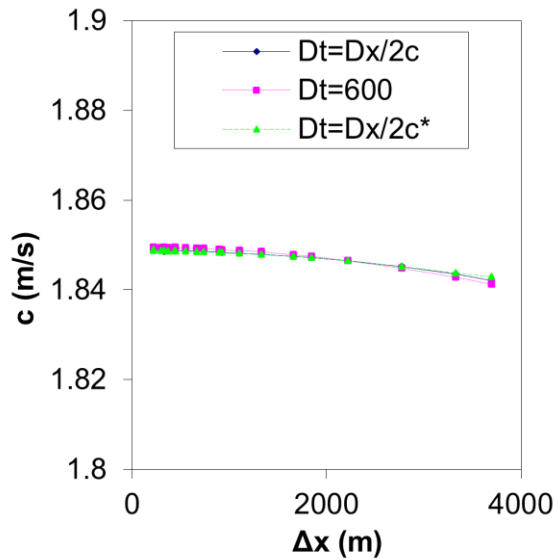
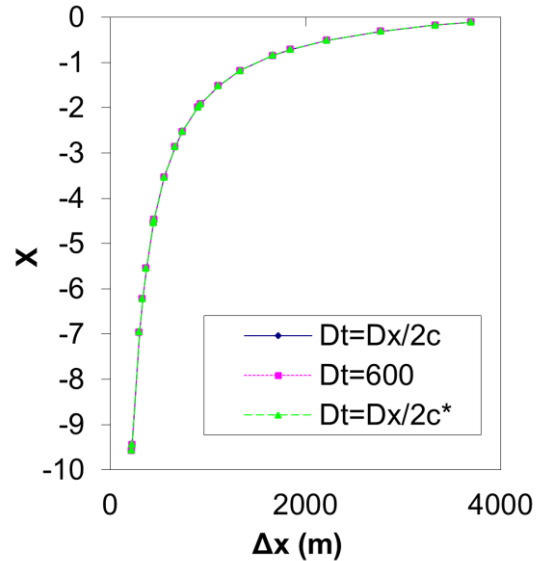


Figura 9.4: Valor estimat de X per a diferents discretitzacions espacials i temporals en la primera setmana del període d'estudi. Tram Flix-Miravet. $c = 2 \text{ m/s}$ i $c^* = 1,85 \text{ m/s}$



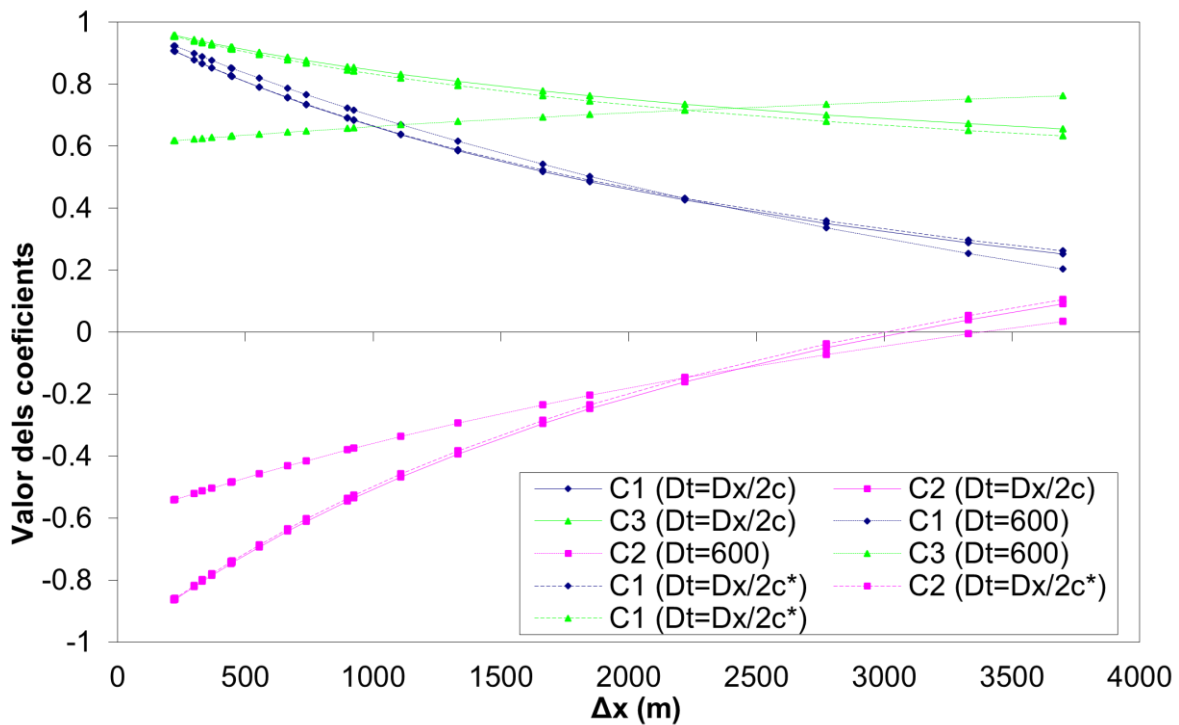
i

$$\Delta t = \Delta x / 2c \text{ (criteri de l'Eq. (24))}$$

on s'ha pres $c = 2 \text{ m/s}$, que es correspon aproximadament amb la velocitat dels transitoris per a un cabal de $430 \text{ m}^3/\text{s}$ en el tram Flix-Miravet.

Per tal de conèixer l'efecte de la discretització sobre els valors estimats $c = \Delta x / K$ i de X s'han ajustat aquestes variables per mínims quadrats per a diferents valors de Δt i Δx utilitzant les dades de la primera setmana de l'any 2000 (Figura 9.2). Per cada una de les discretitzacions, es prenen diferents valors de X i K i es comparaven els cabals estimats mitjançant el mètode de Muskingum-Cunge resultants d'utilitzar aquests valors amb el cabal mesurat. Els valors de K i X seleccionats per cada discretització són aquells que donen una menor suma dels errors quadràtics entre les dades mesurades i estimades. Els resultats per a diferents discretitzacions en la primera setmana de l'any 2000 es mostren en la Figura 9.3 i Figura 9.4. Aquestes figures mostren que l'ús d'una discretització temporal o una altra no té influència sobre els resultats i que els resultats són estables en tots els casos estudiats. Pel que fa a X , és menor que 0 per al

Figura 9.5: Valors dels coeficients C_1 , C_2 i C_3 del mètode de Muskingum-Cunge per diferents discretitzacions espacials i temporals en la primera setmana del període d'estudi. $c = 2$ m/s i $c^* = 1,85$ m/s



rang de valors estudiats i, com era d'esperar de l'Eq. (11), varia en funció de Δx (Figura 9.4). Els valors ajustats dels coeficients C_1 , C_2 i C_3 del mètode de Muskingum-Cunge (Eqs. (8) a (10)) es poden veure en la Figura 9.5. Com es pot veure, es compleix la condició d'estabilitat de l'Eq. (21) en tots els casos.

De la Figura 9.3 es dedueix que un valor més adequat de c per a la primera setmana d'estudi és $c^* = 1,85$ m/s. Si es fa servir aquest valor per obtenir una discretització mitjançant el criteri de l'Eq. (23), els resultats obtinguts són pràcticament indistingibles als obtinguts amb $c = 2$ m/s (Figura 9.3, Figura 9.4, Figura 9.5). D'altra banda, a partir dels valors mostrats en la Figura 9.4 i prenent $Q = 430$ m³/s, i $c = 1,85$ m/s es pot ajustar una funció del tipus de l'Eq. (11) i s'obté que $WS_0 = 0,052$ m. Si tenim en compte que el pendent en el tram Flix-Miravet és de $S_0 = 0,0005$ m/m, llavors l'ample mig del riu en aquest tram hauria de ser $W = 104$ m, cosa que es correspon bastant bé amb els valors reals.

L'error comès fent servir els valors dels coeficients estimats per a diferents discretitzacions temporals i espacials per calcular el cabal s'ha determinat mitjançant el càlcul de l'error quadràtic mig (EQM)

$$EQM = \frac{\sum_i (\mathcal{Q}_{i,calculat} - \mathcal{Q}_{i,mesurat})^2}{n} \quad (26)$$

Les diferències són molt poc significatives, si bé l'error és menor si s'usa el criteri de l'Eq. (24) proposat per Barry & Bajracharya (1995) (Figura 9.6). Tanmateix, en el rang de Δx considerats no s'observa un valor òptim com seria d'esperar si es complís la condició de l'Eq. (24), proposada pels mateixos autors.

Una altra variable que és convenient tenir en compte és el temps de càlcul necessari per ajustar els coeficients del mètode de Muskingum-Cunge per mínims quadrats. Com és d'esperar com més fina és la malla computacional, major és el temps de càlcul (Figura 9.7).

Figura 9.6: Error quadràtic mig (EQM) del cabal calculat a Miravet mitjançant el mètode de Muskingum-Cunge per diferents discretitzacions espacials i temporals en la primera setmana del període d'estudi. $c = 2$ m/s i $c^* = 1,85$ m/s

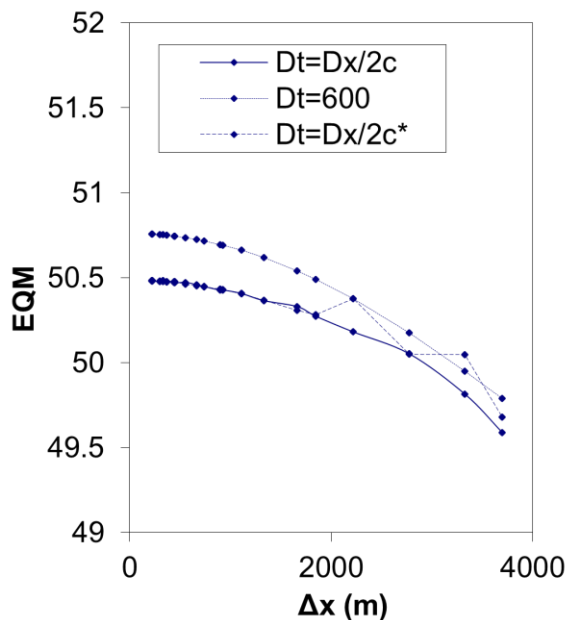
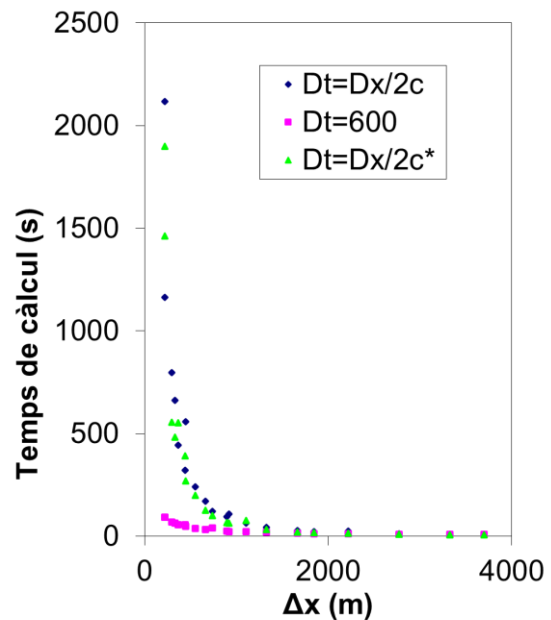


Figura 9.7: Temps de computació per ajustar els valors dels coeficients del mètode de Muskingum-Cunge per diferents discretitzacions espacials o temporals en la primera setmana del període d'estudi. $c = 2$ m/s i $c^* = 1,85$ m/s



A la vista d'aquests resultats, s'ha optat per optimitzar el comportament del model minimitzant la dispersió numèrica, cosa que s'aconsegueix mantenint el valor de Cr pròxim a 1 (Ponce, 1989). La discretització triada per a cada un dels trams es mostra en la Taula 9.1. Aquesta elecció, a més, permet l'ús d'un temps de càlcul raonable.

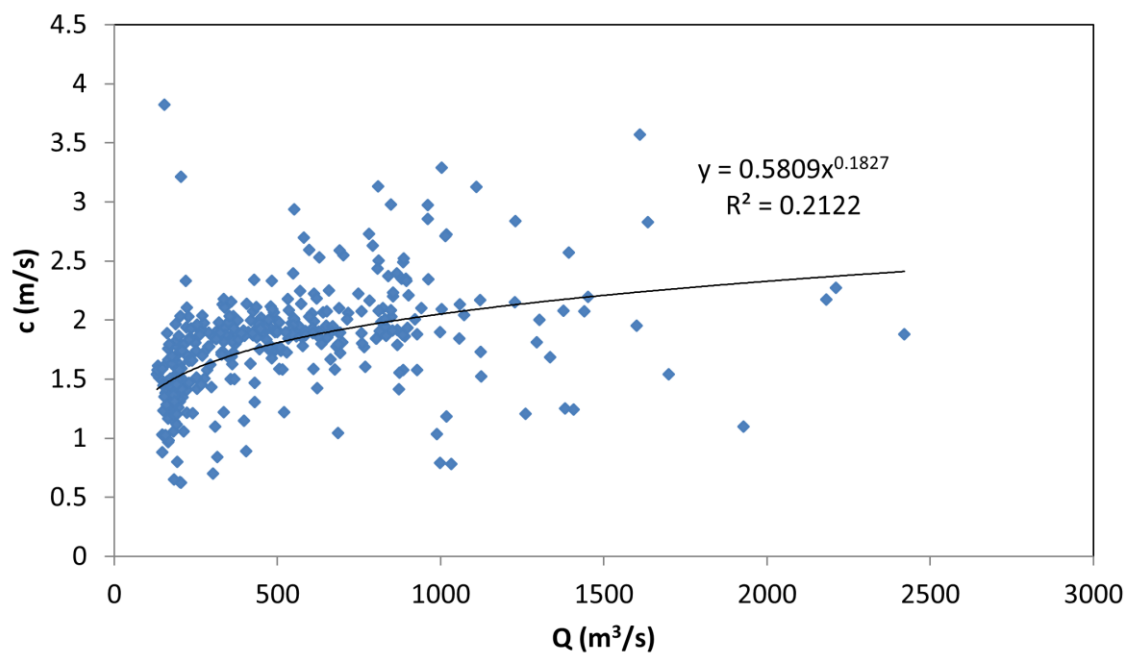
Taula 9.1: Discretització utilitzada pel model per a cada un dels trams considerats

Tram	Longitud (m)	Δx (m)	Δt (s)
Flix-Ascó	5300	1060	600
Ascó-Pas	6500	1083,3	600
Pas-Miravet	21500	1075	600

9.2.1.4 Valor de K i X en funció del cabal

Per obtenir una funció que relacionés el valor de K i X en funció del cabal, en primer lloc s'ha subdividit la sèrie de dades en períodes d'un dia. Com s'ha comentat més amunt (ap. 9.1), en aquest treball es consideren només els intervals dins del període d'estudi en què la hidràulica del riu no està influenciada per la presència de macròfits. Per tant, per a cada dia es comprovava si es donaven aquestes condicions. En cas que el comportament hidràulic fos de tipus B (v. cap. 5),

Figura 9.8: Valor mig diari estimat de c en funció del cabal en el tram Flix-Miravet (comportament hidràulic de tipus A)



es descartava; en cas contrari, s'ajustava el valor de K i X per mínims quadrats mitjançant el procediment descrit en l'apartat 9.2.1.3 per a la primera setmana de l'any 2000. Els valors estimats de c i X ajustats per mínims quadrats es mostren en la Figura 9.8 i Figura 9.9 en funció del cabal (per a l'estimació de c en el tram Miravet-Tortosa, v. també cap. 5).

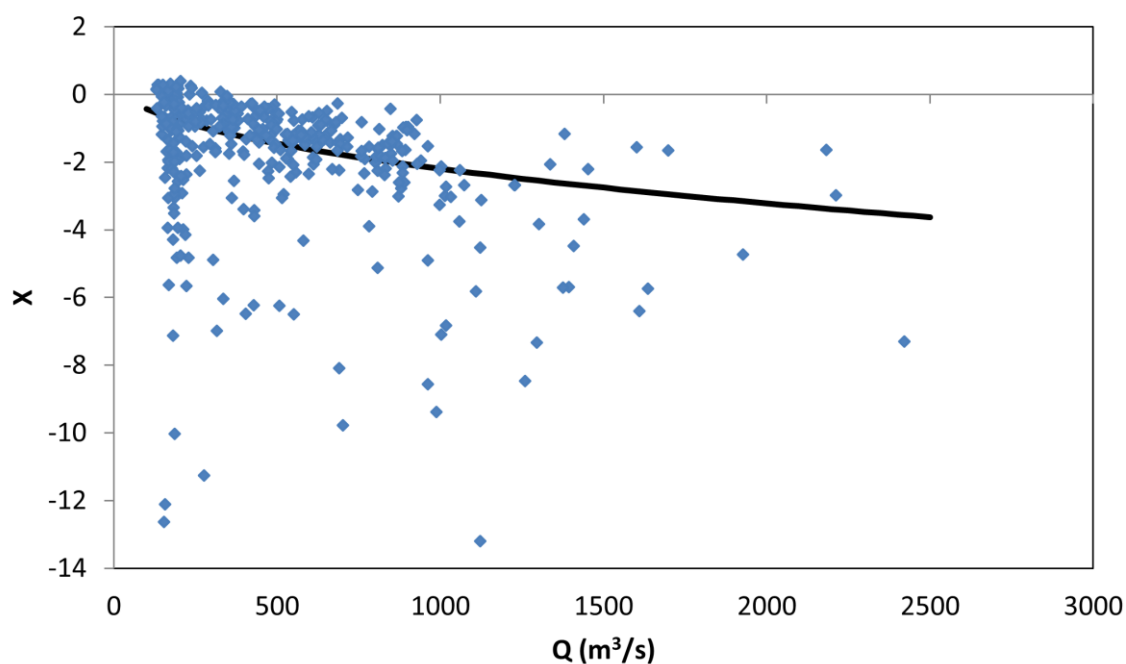
Posteriorment, s'ha ajustat una corba potencial a les dades de c en funció del cabal

$$c = 0,5809Q^{0,1827} \quad (27)$$

En el model, els valors de c s'han estimat mitjançant aquesta fórmula. Per estimar X , en canvi, no s'ha ajustat una corba potencial directament a les dades, ja que la presència de valors negatius no permetia que el programa realitzés l'ajust. Per solucionar-ho, a partir dels valors estimats de X (Figura 9.9), coneixent el cabal Q i el pendent del fons del riu ($S_0 = 0,0005$ m/m) i aplicant l'Equació (11) s'ha calculat l'amplada mitjana del riu (Figura 9.10). D'aquí podem estimar l'amplada del riu en funció del cabal com a

$$W = 11,98Q^{0,3516} \quad (28)$$

Figura 9.9: valor mig diari estimat de X en el tram Flix-Miravet (comportament hidràulic de tipus A)



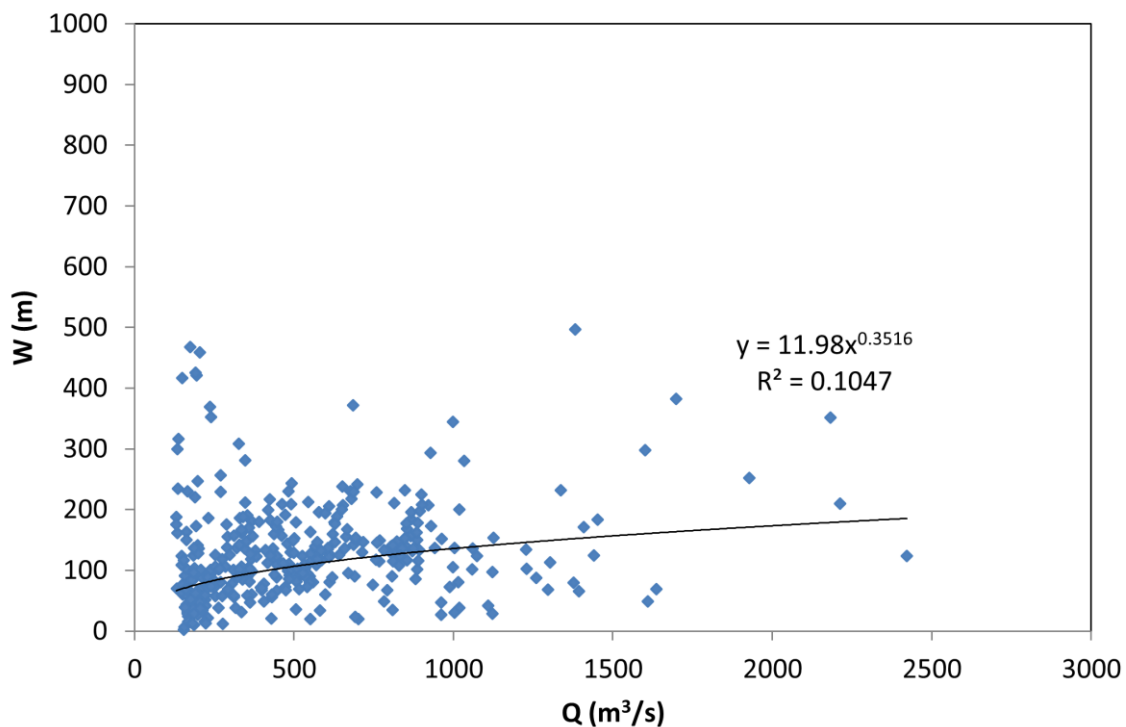
Els valors de l'amplada del riu estimats mitjançant l'aplicació de l'Eq. (11) varien entre els 50 m i els 150 m depenent del cabal. Llavors el model estima X aplicant l'Eq. (11), amb c estimada amb l'Eq. (27) i W amb l'Eq. (28).

9.3 Mòdul tèrmic

9.3.1 Mètode de les característiques

La solució a l'Eq. (2) s'ha obtingut mitjançant el mètode de les característiques (Hoffman, 1992). Les característiques d'una equació diferencial en derivades parcials són, en l'espai bidimensional, línies al llarg de les quals es propaga la informació. El mètode de les característiques consisteix en una transformació de coordenades físiques a coordenades característiques de l'equació diferencial. Llavors es pot substituir l'equació diferencial parcial pel conjunt equivalent format per l'equació característica i l'equació de compatibilitat corresponents:

Figura 9.10: Amplada mitjana diària del riu estimada mitjançant l'aplicació de l'Eq. (11) a partir dels valors ajustats de K i X en el tram Flix-Miravet (comportament hidràulic de tipus A)



$$\frac{dx}{dt} = u \quad (\text{eq. característica}) \quad (29)$$

$$\frac{dT}{dt} = q \quad (\text{eq. de compatibilitat}) \quad (30)$$

El sistema de coordenades característiques es construeix integrant l'equació característica, i la variable dependent (la temperatura en el nostre cas) es determina mitjançant la integració de l'equació de compatibilitat al llarg de les corbes característiques.

Per construir el sistema de coordenades característiques s'ha fet servir l'*inverse marching method*. Aquest mètode utilitza una malla amb un pas de malla predeterminat i construeix un sistema de coordenades característic en cada node de la malla (Figura 9.11). La corba característica que passa pel punt solució $(i, n+1)$ es projecta endarrera fins a intersecar el nivell temporal n en el punt a (Figura 9.12). Llavors l'Eq. (29) es pot reescriure com

$$(x_i - x_a) = u(t^{n+1} - t^n) = u\Delta t \quad (31)$$

i l'Eq. (30) com

$$T_i^{n+1} = T_a^n + q_a^n \Delta t \quad (32)$$

Per conèixer el valor de T_a i q_a s'ha realitzat una interpolació lineal entre els punts $(i-1, n)$ i (i, n) . Inicialment, per calcular la velocitat de l'aigua u s'ha utilitzat la relació obtinguda per Pujol & Sánchez-Cabeza (1999) per al tram de riu aigües avall de la central nuclear d'Ascó

Figura 9.11: Sistema de coordenades característiques

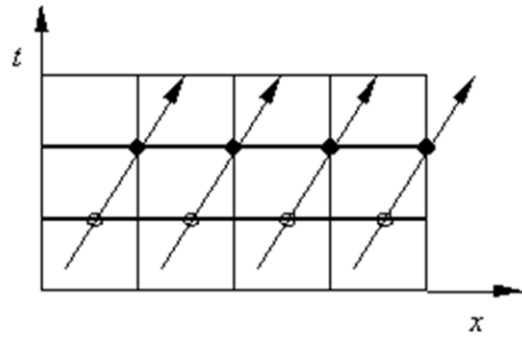
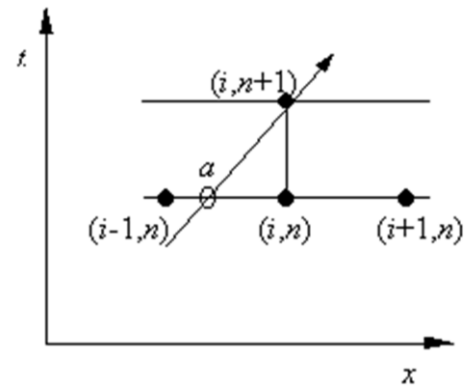


Figura 9.12: *Inverse marching method*



$$u = 0,052Q^{0,471} \quad (33)$$

La discretització utilitzada ha estat la mateixa del model hidràulic (Taula 9.1).

9.3.2 Fluxos de calor

En aquest punt es descriuen els fluxos de calor que conformen H_T i s'explica com es calculen. Podem expressar H_T com a suma de la calor intercanviada amb l'atmosfera, H_A , i el substrat, H_b ,

$$H_T = H_A + H_b \quad (34)$$

I podem expressar H_A com

$$H_A = H_{sn} + H_{an} - H_w - H_e + H_c + H_f \quad (35)$$

on H_{sn} és la radiació solar absorbida per l'aigua, H_{an} és la radiació atmosfèrica d'ona llarga absorbida per l'aigua, H_w és la radiació d'ona llarga emesa per l'aigua, H_e és la pèrdua de calor per evaporació, H_c és l'intercanvi de calor sensible i H_f és el guany de calor degut a la fricció. No s'ha inclòs l'intercanvi de calor per l'entrada d'aigua de pluja a diferent temperatura de la de l'aigua pel seu reduït volum respecte el cabal que porta el riu i que per tant és poc important. H_f també s'ha menyspreat.

9.3.2.1 Radiació solar

La radiació d'ona curta absorbida per la superfície de l'aigua pot expressar-se com

$$H_{sn} = (1 - \alpha)H_s = H_s - H_{sr}, \quad (36)$$

on α és l'albedo, la proporció de radiació incident reflectida per l'aigua, H_s (W/m²) és la radiació d'ona curta incident i H_{sr} (W/m²) és la radiació reflectida. L'albedo de la radiació d'ona curta incident depèn de diferents factors com són l'elevació solar, la nuvolositat, les ones, la matèria en suspensió i l'orografia (Kondratyev, 1969; Stefan *et al.*, 1982; Preisendorfer & Mobley, 1986; Chen *et al.*, 1998). Per calcular la radiació solar reflectida fem servir el model de Campbell & Aarup (1989), ja que és un dels models que dona millors resultats (v. cap. 10). En aquest model es distingeixen els dos components de la radiació solar, directa i difusa, de forma que

$$H_{sr} = H_{sr,d} + H_{sr,D} = \alpha_d H_{s,d} + \alpha_D H_{s,D}, \quad (37)$$

on $H_{sr,d}$ és la radiació reflectida difusa, $H_{sr,D}$ és la radiació solar directa reflectida, α_d és l'albedo de la radiació solar difusa, α_D és l'albedo de la radiació solar directa, $H_{s,d}$ és la radiació solar difusa incident i $H_{s,D}$ és la radiació solar directa incident. L'albedo α_d es considera constant amb un valor de 0,06 i α_D es calcula mitjançant la llei de Fresnel. Per calcular $H_{s,d}$ ens basem en el treball de De Miguel *et al.* (2001), que dona un model per calcular la radiació solar difusa incident a la zona mediterrània (v. cap. 10). $H_{s,D}$ es calcula per diferència:

$$H_{s,D} = H_s - H_{s,d} \quad (38)$$

on H_s és mesurada.

9.3.2.2 Radiació d'ona llarga

Calculem la radiació d'ona llarga atmosfèrica absorbida per l'aigua com

$$H_{an} = (1 - \beta)H_a \quad (39)$$

on β és l'albedo de la radiació d'ona llarga a l'aigua i H_a és la radiació d'ona llarga incident. Es pren el valor de $\beta = 0,03$ (Henderson-Sellers, 1986). H_a es pot calcular com (Aubinet, 1994)

$$H_a = \sigma [94 + 12,6 \ln(e_a) - 13K_0 + 0,341T_a]^4 \quad (40)$$

on σ és la constant de Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), e_a és la pressió de vapor de l'aire (Pa), K_0 és l'índex de claredat diària i T_a és la temperatura de l'aire mesurada (K). La pressió de vapor de l'aire es calcula com

$$e_a = 2,1718 \cdot 10^{10} \exp\left(\frac{-4157}{T_a - 33,91}\right) \frac{HR}{100} \quad (41)$$

on HR és la humitat relativa mesurada. L'índex de claredat diària K_0 és el quocient entre la radiació solar mitjana diària mesurada a la superfície de la terra i la radiació extraterrestre mitjana diària (radiació solar fora de l'atmosfera) en el mateix punt (v. cap. 10 per al càlcul de la radiació extraterrestre).

La radiació d'ona llarga emesa per l'aigua es pot calcular com

$$H_w = \varepsilon_w \sigma T_w^4, \quad (42)$$

on ε_w és l'emissivitat de l'aigua, per a la qual se sol prendre un valor de 0,96-0,97 (Henderson-Sellers, 1986; Bonnet *et al.*, 2000) i T_w és la temperatura de l'aigua (K).

9.3.2.3 Intercanvi de calor sensible i latent amb l'atmosfera

Aquests components del balanç tèrmic d'energia entre l'aigua i l'atmosfera són dels més difícils de mesurar i dels més difícils d'estimar de forma acurada. La relació de Bowen ens dona una forma d'estimar H_c en funció d' H_e de forma que només hem d'ocupar-nos de l'estimació d' H_e :

$$\frac{H_c}{H_e} = 0,61 \cdot 10^{-3} p \frac{T_w - T_a}{e_{sw} - e_a} \cdot \frac{K_H}{K_v} \quad (43)$$

p és la pressió atmosfèrica (101.300 Pa), e_{sw} és la pressió de vapor de saturació a la temperatura de l'aigua (Pa), K_H i K_v són les difusivitats turbulentes de la calor sensible i el vapor d'aigua respectivament. El quocient K_H / K_v normalment es considera igual a la unitat (Henderson-Sellers, 1986). Pel que fa a la pressió de vapor de saturació de l'aigua es calcula com a

$$e_{sw} = 2,1718 \cdot 10^{10} \exp\left(\frac{-4157}{T_w - 33,91}\right) \quad (44)$$

H_e molt sovint s'estima com a

$$H_e = \rho_w L_v f(U) (e_{sw} - e_a) \quad (45)$$

on L_v és la calor latent de vaporització de l'aigua i $f(U)$ és una funció de la velocitat del vent U (m/s). El problema d'aquesta formulació és que la funció de la velocitat del vent sol ser una expressió lineal empírica que, una vegada ajustada, té valor local. Això vol dir que si intentem aplicar aquesta expressió a llocs diferents d'on ha estat ajustada els resultats obtinguts no seran, a priori, tan acurats. A més, aquest tipus d'expressions són vàlides només per condicions atmosfèriques neutrals. En el nostre cas, hem utilitzat l'expressió desenvolupada per Sill (1983)

$$H_e = -1,15 \times 10^{-8} C_D U (1 + a C_R) (e_{sw} - e_a) \rho_w L_v \quad (46)$$

on

$$a = 0,73 C_R \quad C_R \leq 1,37$$

$$a = 1 \quad C_R > 1,37$$

i

$$C_R = \frac{0,0017 (T_w - T_a)^{1/3}}{C_D U} \quad T_w \geq T_a$$

$$C_R = 0$$

$$T_w < T_a$$

C_D és el coeficient de fricció aerodinàmica, per al qual se sol prendre un valor de 0,0013 (Salençon & Thébault, 1997). Aquesta expressió està derivada parcialment a partir de principis teòrics, cosa que fa que no tinga un caràcter tan local com les expressions lineals empíriques de $f(U)$. A més, és vàlida per a condicions atmosfèriques neutres i inestables.

9.3.2.4 Intercanvi de calor amb el substrat

Aquest intercanvi de calor es produeix per diferents processos (conducció, convecció, advecció) si bé en molts casos el principal procés que hi intervé és la conducció (Brutsaert, 1982; Hondzo & Stefan, 1994; Fang & Stefan, 1998). En conseqüència, el flux de calor entre l'aigua i el substrat del riu es pot modelitzar mitjançant l'equació unidimensional de conducció de la calor:

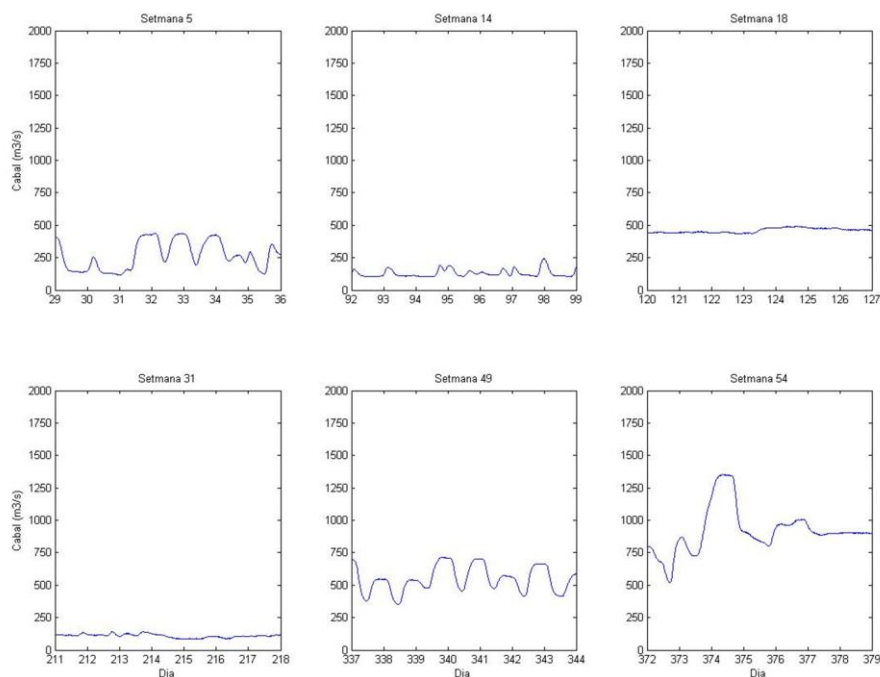
$$\rho_b C_b \frac{\partial T_b}{\partial t} = k_b \frac{\partial^2 T_b}{\partial z^2} \quad (47)$$

on ρ_b és la densitat del substrat, C_b és la calor específica del substrat, T_b és la temperatura del substrat, k_b és la conductivitat tèrmica del substrat i z és la profunditat. La solució a aquesta equació es pot trobar mitjançant el mètode de les diferències finites i, a més, hi ha alguns casos en què és possible trobar una solució analítica. Conegut el perfil de temperatura en el substrat podem calcular el flux de calor com

$$H_b(t) = \rho_b C_b \frac{\partial}{\partial t} \int_0^L T_b(z, t) dz \quad (48)$$

En el capítol 11, s'estudien diferents solucions per resoldre l'Eq. (57). Un bon mètode és utilitzar la solució teòrica de l'Eq. (57) per a un sòlid semiinfinit a partir de condicions inicials i de contorn pertinents (Carslaw & Jaeger, 1959). Ara bé, aquesta solució no és aplicable en el nostre cas ja que és necessari conèixer el perfil inicial de la temperatura del substrat. Una altra possibilitat és la utilització d'un mètode per calcular H_b que no requereisca conèixer el perfil

Figura 9.13: Cabals durant 6 setmanes escollides. Les dates s'indiquen com a número de dia des de l'inici de la sèrie de dades



inicial de temperatures del substrat. Això es pot fer si es considera que la temperatura superficial del substrat (igual a la temperatura de l'aigua) es pot expressar en forma de sèrie de Fourier. El problema és que per poder expressar la temperatura superficial del substrat en un punt del riu en un període de temps concret cal conèixer la temperatura de l'aigua en aquest punt i període, que és justament allò que volem calcular amb el model tèrmic del riu.

La solució finalment adoptada és l'ús de la solució teòrica i suposar que la temperatura inicial del substrat és homogènia i igual a la temperatura superficial. Tanmateix, això produeix un error a l'inici del període considerat, que disminueix amb el temps, a mesura que la temperatura estimada convergeix amb la real. Per evitar aquest error, s'han començat els càlculs tres dies abans del període d'interès. S'ha comprovat que aquest període és suficient perquè l'error ja no siga perceptible (v. cap. 11). Els valors dels coeficients tèrmics adoptats han estat $\rho_b C_b = 2 \times 10^6 \text{ J}/(^{\circ}\text{C m}^3)$ i $\alpha_b = k_b / (\rho_b C_b) = 0,3 \times 10^{-6} \text{ (m}^2/\text{s)}$.

9.4 Calibratge i validació

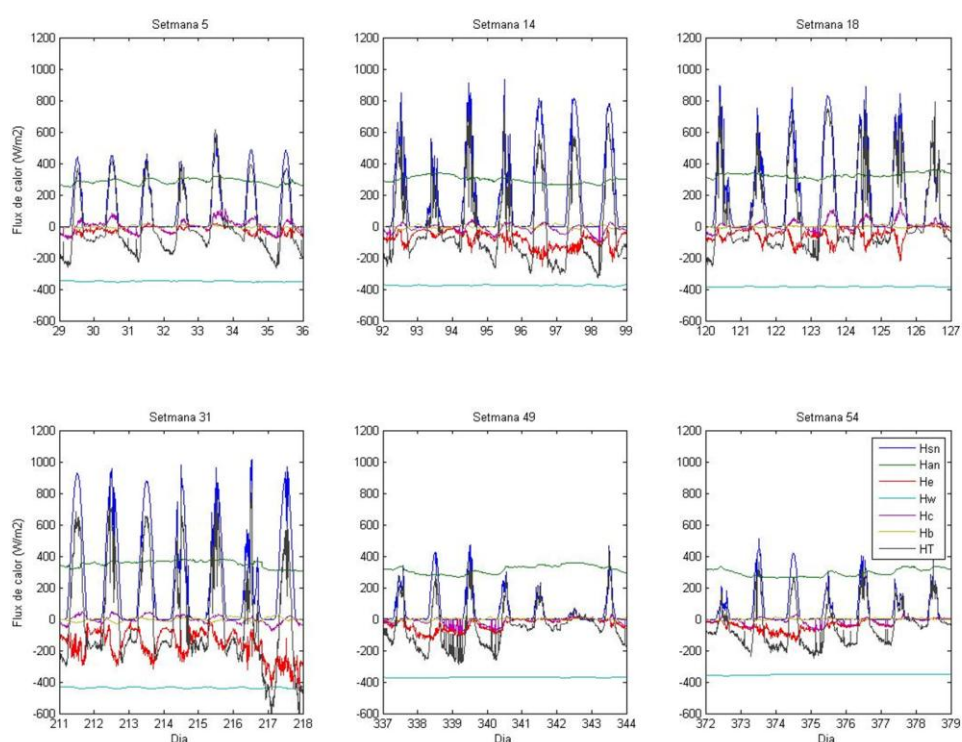
El calibratge i validació del model s'ha realitzat utilitzant dades dels dos primers anys del període d'estudi: 2000 i 2001. Per a l'any 2000, si bé no ha estat possible obtenir la relació

nivell-cabal a Miravet i estudiar quin tipus de comportament hidràulic tenia el riu al llarg de la major part de l'any (Prats *et al.*, 2009), no es tenia constància de la presència de macròfits i es va suposar que el comportament era de tipus A (sense macròfits, v. cap. 5). Pel que fa a l'any 2001, a partir d'octubre del mateix any s'observen importants masses de macròfits en el riu (Batalla *et al.*, 2006). Tot i això, el comportament és de tipus A durant tot l'any (Prats *et al.*, 2009; v. cap. 5).

En primer lloc, s'han escollit sis setmanes del període d'estudi per analitzar la bondat del model a escala 10-minutal. Les sis setmanes escollides tenien diferents característiques pel que fa a cabal mig, variabilitat del cabal, període de l'any, temperatura del aigua i radiació solar incident. A més, cobreixen de forma àmplia el rang de situacions que es poden donar en el riu. Les setmanes triades són (Figura 9.13, Figura 9.14):

- Setmana 5: 29 de gener al 4 de febrer de 2000, cabals mitjans ($268 \text{ m}^3/\text{s}$) variables,

Figura 9.14: Fluxos tèrmics en 6 setmanes seleccionades: radiació solar (H_{sn}), radiació d'ona llarga atmosfèrica (H_{an}), evaporació (H_e), radiació d'ona llarga emesa per l'aigua (H_w), intercanvi de calor sensible (H_c), intercanvi de calor amb el substrat (H_b), intercanvi de calor total (H_T). Les dates s'indiquen com a número de dia des de l'inici de la sèrie de dades.



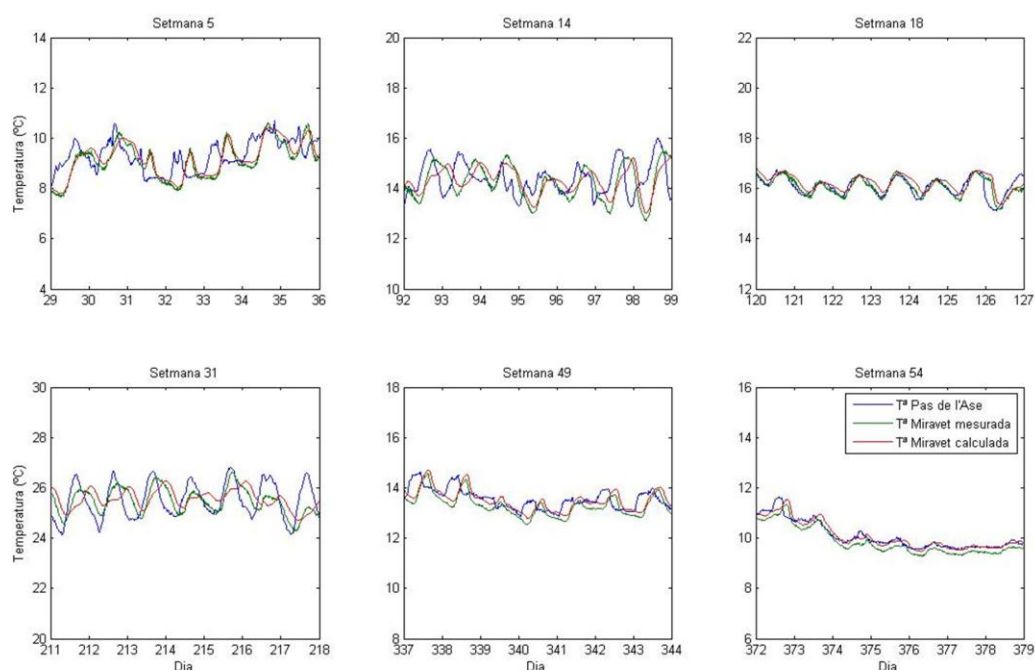
radiació solar incident baixa ($8,50 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

- Setmana 14: 1 al 7 d'abril de 2000, cabals baixos ($130 \text{ m}^3/\text{s}$) variables, radiació solar incident mitjana ($16,55 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).
- Setmana 18: 29 d'abril al 5 de maig de 2000, cabals mitjans ($460 \text{ m}^3/\text{s}$) constants, radiació solar incident mitjana ($17,99 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).
- Setmana 31: 29 de juliol al 4 d'agost de 2000, cabals baixos ($109 \text{ m}^3/\text{s}$) constants, elevada radiació solar incident ($25,07 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).
- Setmana 49: 2 al 8 de desembre de 2000, cabals mitjans ($547 \text{ m}^3/\text{s}$) variables, baixa radiació solar incident ($5,25 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).
- Setmana 54: 6 al 12 de gener de 2000, cabals alts ($918 \text{ m}^3/\text{s}$), radiació solar incident baixa ($5,84 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

9.4.1 Validació inicial

La validació del model es va realitzar per al tram Pas de l'Ase-Miravet. Es va comparar la temperatura mesurada a Miravet amb la temperatura estimada utilitzant el model a partir de la temperatura mesurada a l'estació del Pas de l'Ase (Figura 9.15). També es van calcular els

Figura 9.15: Temperatura mesurada al Pas de l'Ase i a Miravet i calculada mitjançant el model sense calibrar a Miravet en 6 setmanes escollides



residus (temperatura mesurada menys calculada) al llarg de cada setmana considerada (Figura 9.16) i en funció de l'hora del dia (Figura 9.17). D'una banda, les figures il·lustren una sobreestimació de la temperatura de l'aigua d'uns 0,2 °C. D'altra banda, els resultats mostren una clara component diària dels residus en totes les setmanes estudiades a excepció de la setmana 54. Es va observar que el rang de l'error comès depèn del cabal i de la importància dels fluxos tèrmics: a majors cabals, menor rang de variació diària dels residus i a major importància dels fluxos tèrmics, major rang de variació. L'efecte del cabal s'explica perquè a major cabal major és la inèrcia tèrmica de l'aigua i menor és la variació de la temperatura de l'aigua. En canvi, la relació de l'error amb els fluxos de calor va fer pensar que el mòdul tèrmic del model no els calculava de forma prou precisa i calia un calibratge del model. En concret, es va observar que hi havia un desfasament entre la temperatura mesurada i calculada (Figura 9.15) que podria ser responsable de la variació de cicle diari dels residus. Per tal d'intentar eliminar el desfasament es va procedir a calibrar la velocitat de l'aigua en funció del cabal.

9.4.2 Calibratge de la velocitat de l'aigua

El calibratge de la velocitat de l'aigua es va realitzar utilitzant dades dels anys 2000 i 2001. Per a

Figura 9.16: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a Miravet al llarg de 6 setmanes escollides

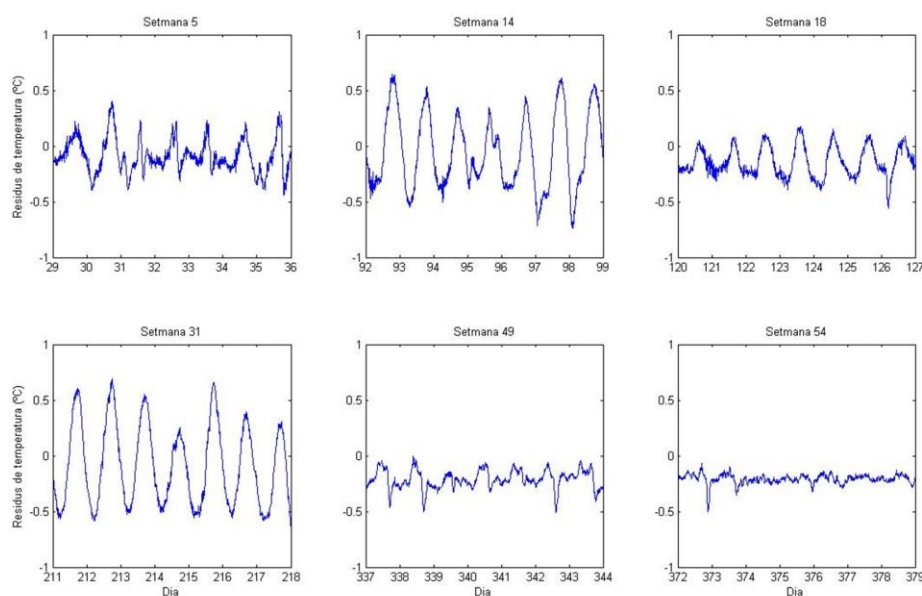
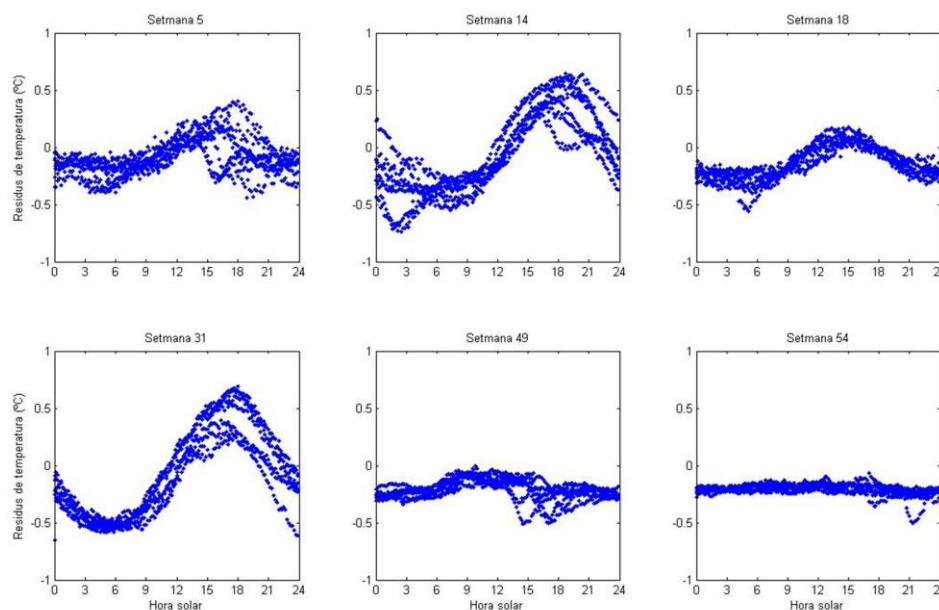


Figura 9.17: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a Miravet en funció de l'hora del dia en 6 setmanes escollides

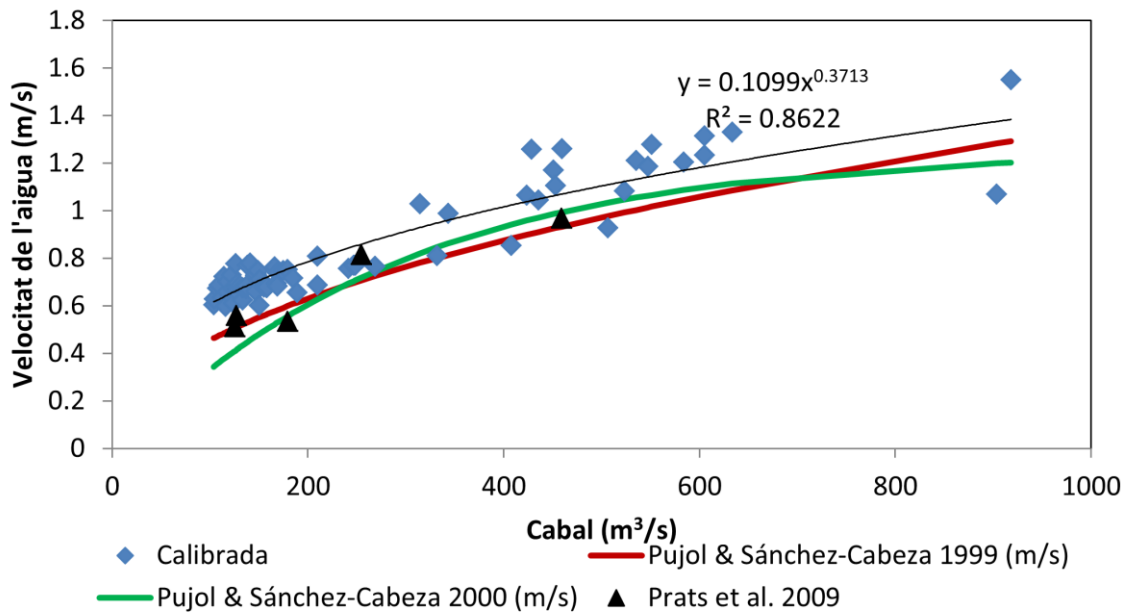


cada setmana del període d'estudi es va ajustar la velocitat de l'aigua mitjana per mínims quadrats. Tot seguit, es va trobar la relació entre la velocitat de l'aigua mitjana setmanal i el cabal setmanal mitjà:

$$u = 0,1099Q^{0,3713} \quad (49)$$

Tal com es pot veure en la Figura 9.18, la velocitat de l'aigua calibrada és major que la velocitat estimada mitjançant les fórmules ajustades per Pujol & Sánchez-Cabeza (1999, 2000). La raó per a aquesta diferència es pot deure al fet que, per derivar les seues fórmules, Pujol & Sánchez-Cabeza (1999, 2000) van utilitzar dades dels anys 1991-1992, quan encara no s'havien realitzat els treballs de dragat del riu per augmentar el calat del riu i assegurar la navegabilitat fluvial. En augmentar el calat és d'esperar que hi haja hagut una disminució de la fricció i un augment de la velocitat de l'aigua. D'altra banda, si bé la velocitat de l'aigua calculada en Prats *et al.* (2009) utilitzant les baixades brusques de temperatura causades per parades de la central nuclear també és lleugerament superior a la calculada per Pujol & Sánchez-Cabeza (1999, 2000), hi ha discrepàncies respecte a la velocitat calibrada per a cabals baixos. Una d'aquestes discrepàncies correspon a la velocitat de l'aigua estimada per Prats *et al.* (2009) per al dia 25 de juny de 2002. Aquest punt és pròxim a l'inici d'un dels períodes de comportament hidràulic B i podria ser que

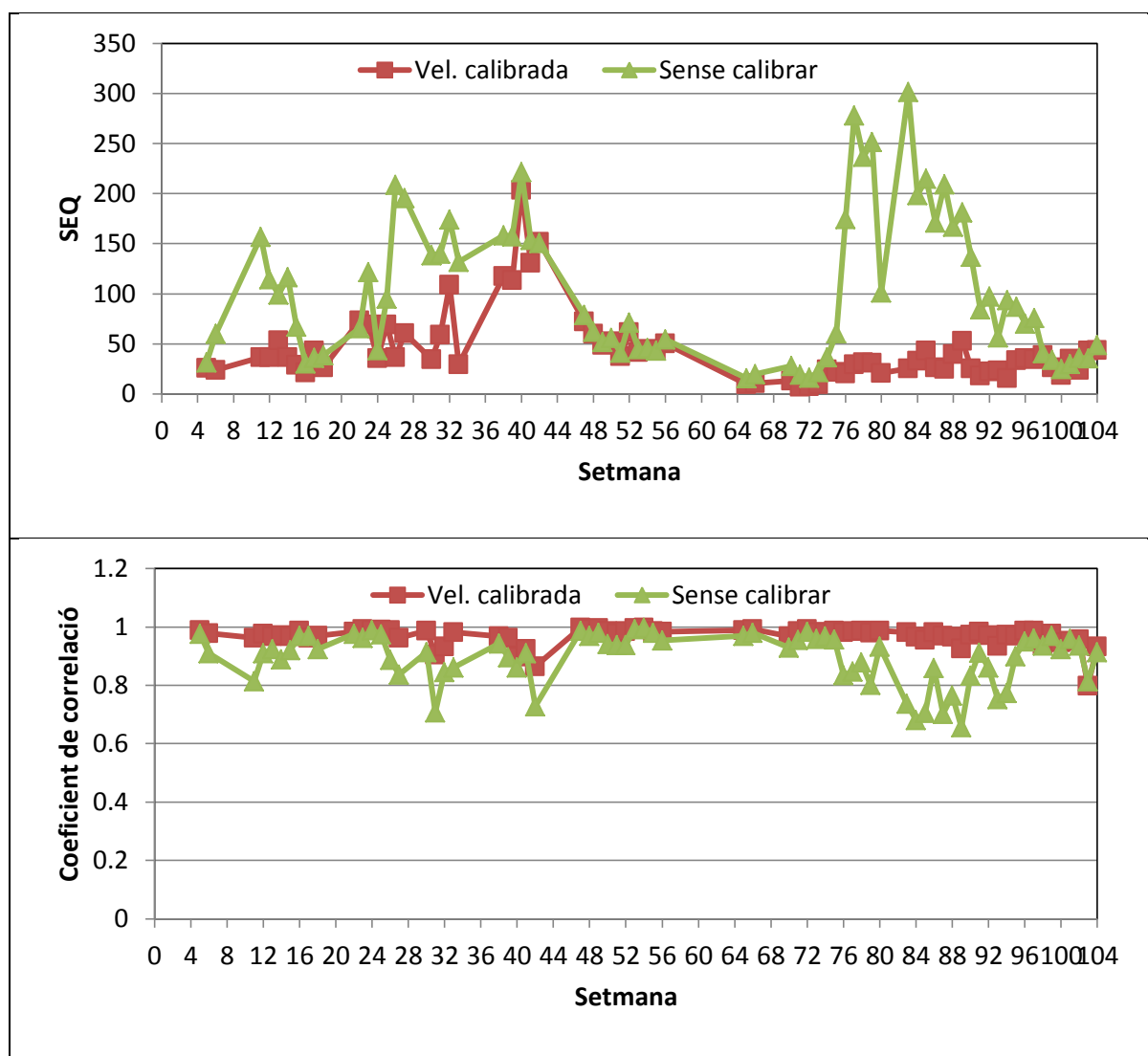
Figura 9.18: Velocitat de l'aigua calibrada amb dades dels anys 2000-2001, per Prats *et al.* (2009) sense macròfits i segons les fórmules de Pujol & Sánchez-Cabeza (1999, 2000)



els macròfits ja influïssin sobre la hidràulica del riu, si bé no de forma prou important per ser detectat pel criteri utilitzat per determinar el tipus de comportament hidràulic del riu.

La Figura 9.19 mostra la variació de la suma de l'error quadràtic, i del coeficient de correlació abans i després del calibratge del model per a les diferents setmanes dels anys 2000-2001. S'hi pot observar que l'ajust del model millora significativament, sobretot durant l'estiu, quan els cabals són baixos i l'error produït en l'estimació de la velocitat de l'aigua abans del calibratge era major. Tot i això, s'observa una anomalia en les setmanes 31-32 i 38-47 de la sèrie de dades calculades amb la velocitat calibrada: la SEQ és elevada i el coeficient de correlació és baix. Això podria ser degut al fet que es tracta de setmanes del final de l'estiu, en què les altes temperatures estivals i els baixos cabals podrien haver afavorit el creixement de macròfits, si bé en densitats menors que en anys posteriors. En conseqüència, la hipòtesi feta a l'inici de l'apartat 9.4 que el comportament hidràulic del riu és de tipus A durant l'any 2000 podria no ser adequada per a finals de l'estiu. Si això fos cert, s'explicaria les altres dues discrepàncies de la velocitat de l'aigua calculada a partir de les parades de la central nuclear d'Ascó dels dies 6 i 26 d'agost de 2000, que pertanyen a les setmanes 32 i 35.

Figura 9.19: Suma de l'error quadràtic i coeficient de correlació abans i després del calibratge de la velocitat de l'aigua. Setmanes 1 a 104, corresponents als anys 2000-2001



9.4.3 Segona validació

Una vegada fet el calibratge de la velocitat de l'aigua es va repetir la validació amb els nous valors de la mateixa per a les sis setmanes escollides a l'inici per al tram Pas de l'Ase-Miravet. Els resultats es mostren en les figures 20-22. Tal com ja es veia en l'apartat anterior, l'ajust del model a les dades mesurades és millor. A més, la component diària de l'error es veu reduïda en gran part, si bé encara es pot observar en algunes setmanes. En concret, el component cíclic diari és encara notable en la setmana 31. Com s'ha comentat més amunt, no es pot descartar que en aquesta setmana es sentís l'efecte de l'alteració de la velocitat de l'aigua per part dels macròfits, cosa que explicaria el pitjor ajust del model. D'altra banda, després del calibratge continua present la sobreestimació d'uns 0,2 °C detectada en la primera validació. Donat que es tracta

d'una sobreestimació bastant constant es probable que siga causada per un error sistemàtic de la instrumentació. Cal tenir en compte que els dos o tres sensors de temperatura instal·lats en una estació sovint presentaven desfasaments constants entre ells de 0,1-0,2 °C.

Figura 9.20: Temperatura mesurada al Pas de l'Ase i a Miravet i calculada mitjançant el model calibrat a Miravet en 6 setmanes escollides

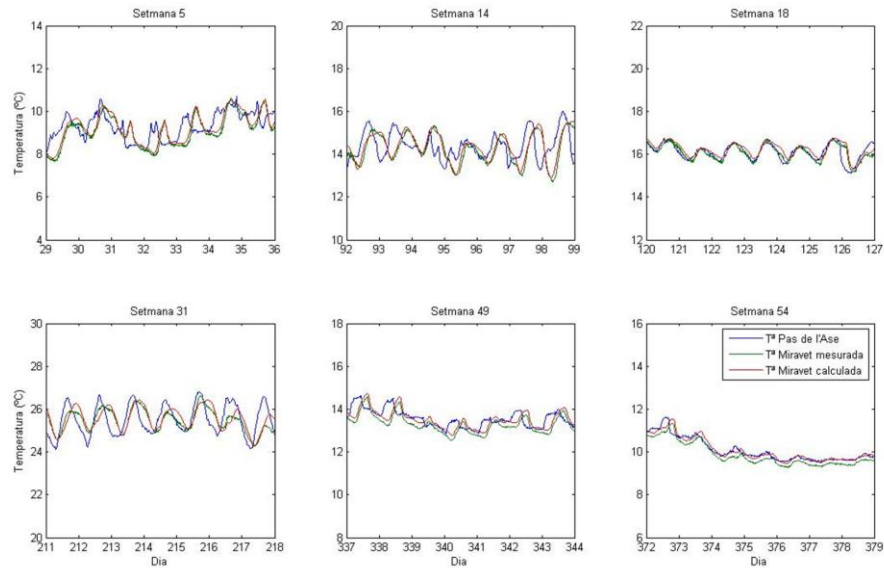


Figura 9.21: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a Miravet al llarg de 6 setmanes escollides

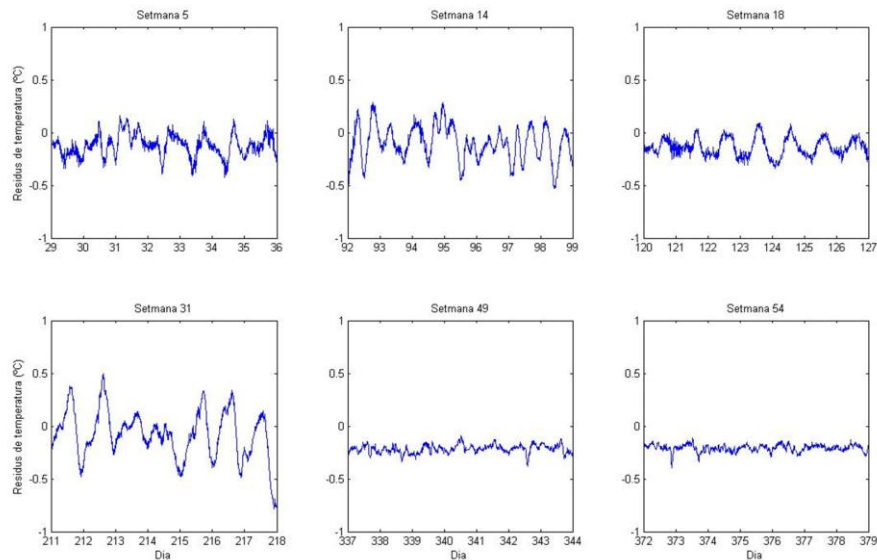


Figura 9.22: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a Miravet en funció de l'hora del dia en 6 setmanes escollides

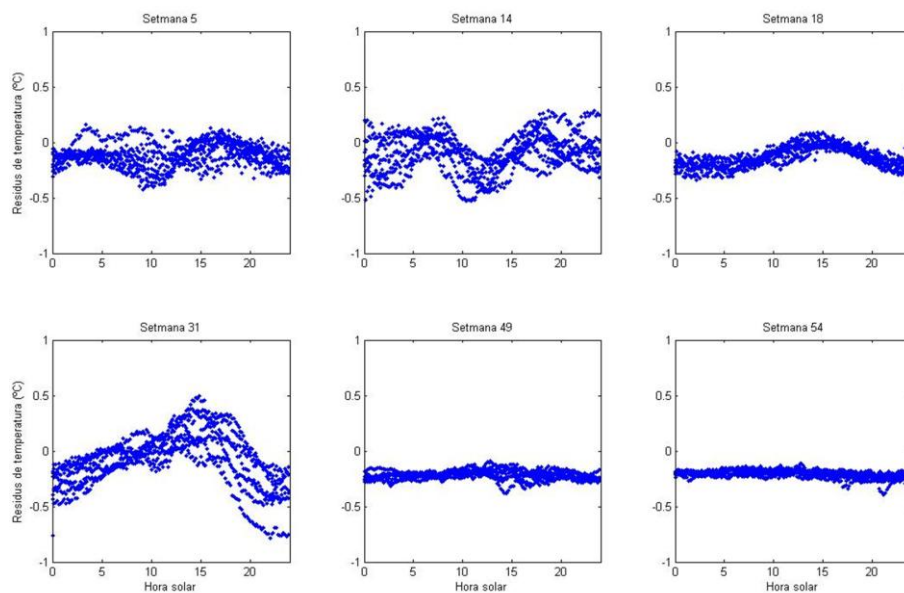
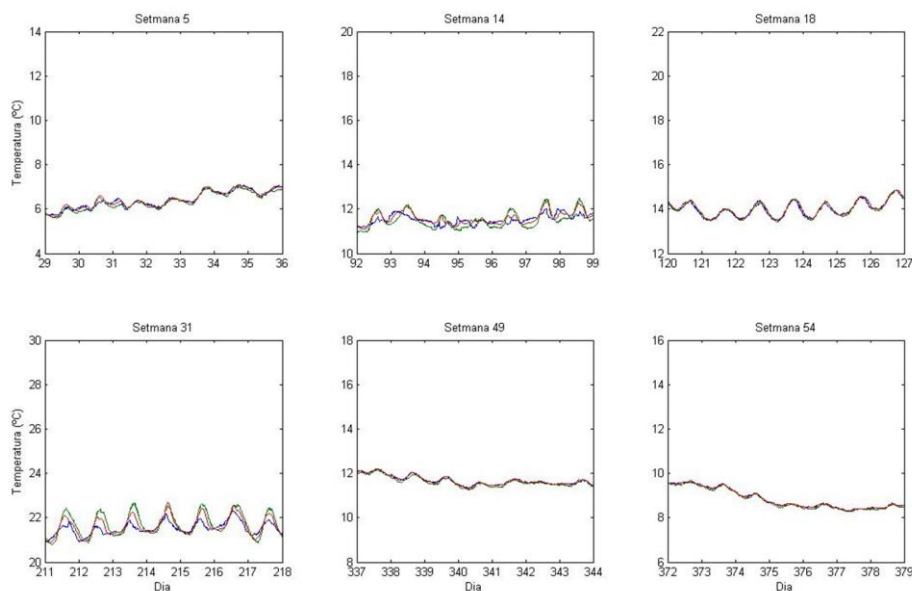


Figura 9.23: Temperatura mesurada a Flix i a Ascó i calculada mitjançant el model calibrat a Miravet en 6 setmanes escollides



A més, es va validar el model en les mateixes setmanes al tram Flix-Ascó. Els resultats es mostren en les figures 23-25, amb la mateixa escala que en les figures 20-22 per facilitar les

comparacions. S'hi observa que l'ajust en aquest cas també és bastant bo, si bé en un parell de setmanes hi ha una component cíclica diària dels residus com en el cas de l'altre tram.

Figura 9.24: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a l'estació d'Ascó al llarg de 6 setmanes escollides

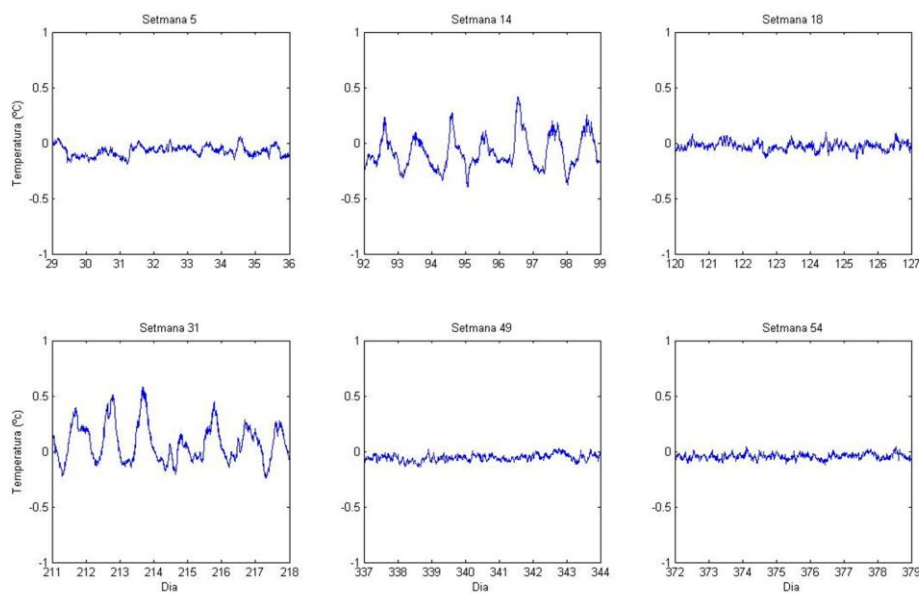
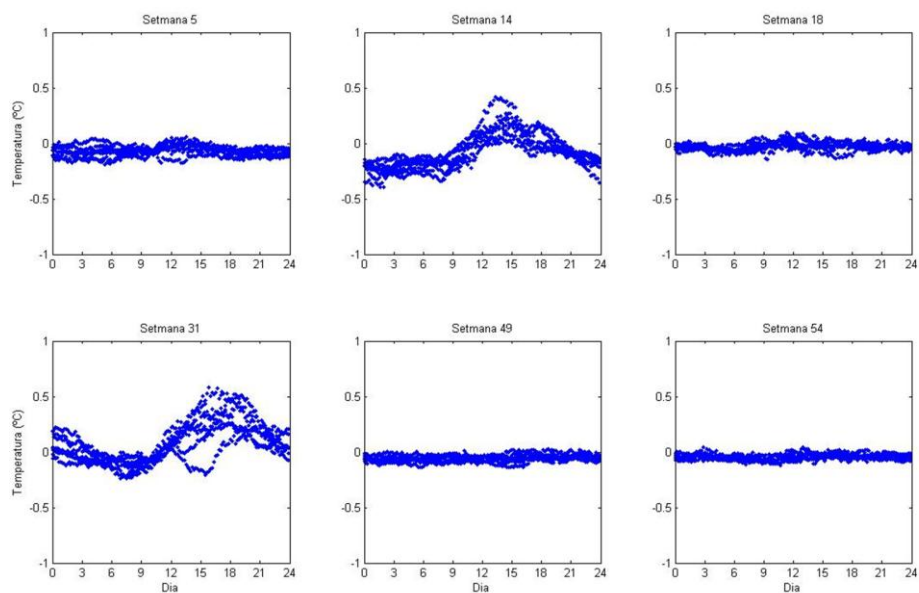


Figura 9.25: Residus de la temperatura calculada mitjançant el model sense calibrar a l'estació d'Ascó en funció de l'hora del dia en 6 setmanes escollides



9.5 Resum del model

Equacions i valors dels paràmetres		Unitats
Paràmetres comuns	$L = \begin{cases} 5300 & \text{Flix} - \text{Ascó} \\ 6500 & \text{Ascó} - \text{Pas} \\ 21500 & \text{Pas} - \text{Miravet} \end{cases}$	m
	$\Delta x = \begin{cases} 1060 & \text{Flix} - \text{Ascó} \\ 1083,3 & \text{Ascó} - \text{Pas} \\ 1075 & \text{Pas} - \text{Miravet} \end{cases}$	m
	$\Delta x = 600$	s
	$\bar{Q} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N Q_o^n$	m ³ /s
	$W = 11,98 \bar{Q}^{0,3516}$	m
Cabal	$Q_{i+1}^{n+1} = C_1 Q_i^{n+1} + C_2 Q_i^{n+1} + C_3 Q_{i+1}^n$	m ³ /s
	$C_1 = \frac{\Delta t - 2KX}{2K(1-X) + \Delta t}$	
	$C_2 = \frac{\Delta t + 2KX}{2K(1-X) + \Delta t}$	
	$C_3 = \frac{2K(1-X) - \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t}$	
	$K = \Delta x / c$	s
	$X = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{\bar{Q}}{WcS_o\Delta x} \right]$	—
	$c = 0,5809 \bar{Q}^{0,1827}$	m/s
	$S_o = 0,0005$	m/m
Temperatura	$T_i^{n+1} = T_a^n + q_a^n \Delta t$	°C
	$(x_i - x_a) = u \Delta t$	m
	$u = 0,1099 \bar{Q}^{0,3713}$	m/s
	$q_i^n = \frac{u W H_{T_i}^n}{Q_i^n \rho_{w_i}^n C_{w_i}^n}$	°C/s
	$\rho_{w_i}^n = 1000 \left[1 - 6,63 \cdot 10^{-6} (T_{w_i}^n - 4)^2 \right]$	kg/m ³

	$C_{wi}^n = 4184\{0,99716 + 0,0003979$ $\cdot [\exp(r_i^n/10,6)$ $+ \exp(-r_i^n(10,6))\}$ $r_i^n = \begin{cases} 34,5 - T_{wi}^n & T_{wi}^n < 34,5 \\ 2,08(T_{wi}^n - 34,5)^{0,67} & T_{wi}^n \geq 34,5 \end{cases}$	J/(kg °C)
	$L_v = 10^3(2500,9 - 2,365T_{wi}^n)$	J/kg
	$e_a^n = 2,1718 \cdot 10^{10} \exp \left[\frac{-4157}{T_a^n - 33,91} \right] \frac{HR^n}{100}$	Pa
	$e_{swi}^n = 2,1718 \cdot 10^{10} \exp \left[\frac{-4157}{T_{wi}^n - 33,91} \right]$	Pa
	$H_{Ti}^n = H_{Ai}^n + H_{bi}^n$	W/m ²
	$H_{sn}^n = H_s^n - (\alpha_d H_{s,d}^n + \alpha_D^n H_{s,D}^n)$	W/m ²
	$H_{an}^n = (1 - \beta) H_a^n$	W/m ²
	$H_a^n = \sigma [94 + 12,6 \ln(e_a^n) - 13 K_o^n$ $+ 0,341 T_a^n]^4$	
	$H_{wi}^n = \varepsilon_w \sigma (T_{wi}^n)^4$	W/m ²
$H_{Ai}^n = H_{sn}^n + H_{an}^n - H_{wi}^n - H_{ei}^n + H_{ci}^n$	$H_{ei}^n = 1,15 \cdot 10^{-8} C_D U^n (1 + a_i^n C_{Ri}^n)$ $\cdot (e_{swi}^n - e_a^n) \rho_w L_v$ $a_i^n = \begin{cases} 0,73 C_{Ri}^n & C_{Ri}^n \leq 1,37 \\ 1 & C_{Ri}^n > 1,37 \end{cases}$ $C_{Ri}^n = \begin{cases} \frac{0,0017(T_{wi}^n - T_a^n)^{1/3}}{C_D U^n} & T_{wi}^n \geq T_a^n \\ 0 & T_{wi}^n < T_a^n \end{cases}$	W/m ²
	$H_{ci}^n = 0,61 \cdot 10^{-3} p \frac{T_{wi}^n - T_a^n}{e_{swi}^n - e_a^n} H_{ei}^n$	W/m ²
	$\alpha_d = 0,06$	-
	$\beta = 0,03$	-
	$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$	W/(m ² °C)
	$\varepsilon_w = 0,97$	-
	$C_D = 0,0013$	-

$p = 101300$		Pa
H_{bi}^n	$H_{bi}^n = \rho_{bi}^n C_{bi}^n \frac{\partial}{\partial t} \int_0^L T_{bi}^n(z, t) dz$	W/m ²
Equació de la	$\rho_b C_b \frac{\partial T_b}{\partial t} = k_b \frac{\partial^2 T_b}{\partial z^2}$	-
conducció	$\rho_b C_b = 2 \cdot 10^6$	J/(°C m ³)
de la calor	$\alpha_b = \frac{k_b}{\rho_b C_b} = 0,3 \cdot 10^{-6}$	m ² /s

9.6 Referències

- ARGANÍS, M.L.; VAL, R.; RODRÍGUEZ, K.; DOMÍNGUEZ, R.; DOLZ, J. (2005) Comparación de curvas de ajuste a la temperatura del agua de un río usando programación genética. *II Congreso Mexicano de Computación Evolutiva*, Aguascalientes.
- AUBINET, M. (1994) Longwave sky radiation parameterizations. *Solar Energy*, 53 (2), 147-154.
- BARRY, D. A. & BAJRACHARYA, K. (1995) On the Muskingum-Cunge flood routing method. *Environment International*, 21 (5), 485-490. doi: 10.1016/0160-4120(95)00046-N.
- BATALLA, R. J.; VERICAT, D.; PALAU, A. (2006). Sediment transport during a flushing flow in the lower Ebro River. *In: Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems (Proceedings of a symposium held in Dundee, UK, July 2006)*. IAHS Publ. 306.
- BONNET, M-P.; POULIN, M.; DEVAUX, J. (2000) Numerical modeling of thermal stratification in a lake reservoir. Methodology and case study. *Aquatic Sciences*, 62, 106-124. doi: 10.1007/s000270050001.
- BRUTSAERT, W. (1982) *Evaporation into the atmosphere. Theory, history and applications*. D. Reidel, Dordrecht, Holanda, 299 pp.
- CAISSIE, D.; EL-JABI, N.; ST-HILAIRE, A. (1998) Stochastic modelling of water temperatures in a small stream using air to water relations. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 25 (2), 250-260.
- CAISSIE, D.; EL-JABI, N.; SATISH, M.G. (2001) Modelling of maximum daily water temperatures in a small stream using air temperatures. *Journal of Hydrology*, 251, 14-28. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00427-9.
- CAISSIE, D.; SATISH, M.G.; EL-JABI, N. (2007) Predicting water temperatures using a deterministic model: Application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). *Journal of Hydrology*, 336, 303-315. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.01.008.
- CAMPBELL, J.W. & AARUP, T. (1989) Photosynthetically available radiation at high latitudes. *Limnology and Oceanography*, 34 (8), 1490-1499.
- CARSLAW, H.S. & JAEGER, J.C. (1959) *Conduction of Heat in Solids*. Oxford University Press, Nova York. 510 p.
- CHEN, Y.D., CARSEL, R.F., MCCUTCHEON, S.C., NUTTER, W.L. (1998) Stream Temperature Simulation of Forested Riparian Areas: I. Watershed-Scale Model Development. *Journal of Environmental Engineering*, 124 (4), 304-315. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9372(1998)124:4(304).
- CHOW, V.T.; MAIDMENT, D.R.; MAYS, L.W. (1994) *Hidrología aplicada*. McGraw-Hill, Santafé de Bogotá. 584 p.
- CUNGE, J.A. (1969) Au sujet d'une méthode de calcul de propagation de crues (méthode Muskingum)/On the subject of a flood propagation method (Muskingum method). *Journal of Hydraulic Research*, 7 (2), 205-230.
- EDINGER, J.E.; BRADY, D.K.; GEYER, J.C. (1974) *Heat exchange and transport in the environment*. Publicació Núm. 74-049-00-3, Electric Research Institute. Palo Alto, Califòrnia.
- ERICKSON, T.R. & STEFAN, H.G. (2000) Linear air/water temperature correlations for streams during open water periods. *Journal of Hydrologic Engineering* 5 (3), 317-321. doi: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2000)5:3(317).
- FANG, X. & STEFAN, H.G. (1998) Temperature variability in lake sediments. *Water Resources Research*, 34 (4), 717-729. doi: 10.1029/97WR03517.
- HENDERSON-SELLERS, B. (1986) Calculating the Surface Energy Balance for Lake and Reservoir Modelling: A Review. *Reviews of Geophysics*, 24 (3), 625-649. doi: 10.1029/RG024i003p00625.
- HOFFMAN, J. D. (1992) *Numerical methods for engineers and scientists*. Mc Graw-Hill, Nova York. 825 pp.

- HONDZO, M. & STEFAN, H.G. (1994) Riverbed heat conduction prediction. *Water Resources Research*, 30 (5), 1503-1513. doi: 10.1029/93WR03508.
- KONDRATYEV, K.Y. (1969) *Radiation in the atmosphere*. Academic Press, Nova York. 912 p.
- KOTHANDARAMAN, V. (1971) Analysis of water temperature variations in large river. *Journal of the Sanitary Engineering Division*, 97 (SA1), 19-31.
- LOWNEY, C. L. (2000) Stream temperature variation in regulated rivers: Evidence for a spatial pattern in daily minimum and maximum magnitudes. *Water Resources Research*, 36 (10), 2947-2955. doi: 10.1029/2000WR900142.
- MOHSENI, O. & STEFAN, H.G. (1999) Stream temperature/air temperature relationship: a physical interpretation. *Journal of Hydrology*, 218,128-141. doi: 10.1016/S0022-1694(99)00034-7.
- MOHSENI, O.; STEFAN, H. G. & ERICKSON, T. R. (1998) A nonlinear regression model for weekly stream temperatures. *Water Resources Research*, 34 (10), 2685-2692. doi: 10.1029/98WR01877.
- POLEHN, R. A. & KINSEL, W. C. (1997) Transient temperature solution for stream flow from a controlled temperature source. *Water Resources Research*, 33 (1), 261-265. doi: 10.1029/96WR03016.
- PONCE, V. M. (1989) *Engineering hydrology. Principles and practices*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey. 640 p.
- PRATS, J.; DOLZ, J.; ARMENGOL, J. (2009) Variabilidad temporal en el comportamiento hidráulico del curso inferior del río Ebro. *Ingeniería del Agua*, 16 (4), 259-272.
- PREISENDORFER, R. W. & MOBLEY, C. D. (1986) Albedos and glitter patterns of a wind-roughened sea surface. *Journal of Physical Oceanography*, 16 (7), 1293-1316. doi: 10.1175/1520-0485(1986)016<1293:AAGPOA>2.0.CO;2.
- PUJOL, L. & SÁNCHEZ-CABEZA, J.A. (1999) Determination of longitudinal dispersion coefficient and velocity of the Ebro river waters (Northeast Spain) using tritium as a radiotracer. *Journal of Environmental Radioactivity*, 45 (1), 39-57. doi: 10.1016/S0265-931X(98)00075-7.
- PUJOL, L. & SÁNCHEZ-CABEZA, J.A. (2000) Use of tritium to predict soluble pollutants transport in Ebro River waters (Spain). *Environmental Pollution*, 108 (2), 257-269. doi: 10.1016/S0269-7491(99)00185-2.
- SALENÇON, M-J. & THEBAULT, J-M. (1997) *Modélisation d'écosystème lacustre*. Masson, Paris. 183 p.
- SILL, B.L. (1983) Free and forced convection effects on evaporation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109 (9), 1216-1231. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1983)109:9(1216).
- SINOKROT, B. A. & STEFAN, H. G. (1993) Stream Temperature Dynamics: Measurements and Modeling. *Water Resources Research*, 29 (7), 2299-2312. doi: 10.1029/93WR00540.
- SINOKROT, B.A.; STEFAN, H.G. (1994) Stream water-temperature sensitivity to weather and bed parameters. *Journal of Hydraulic Engineering*, 120 (6), 722-736. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1994)120:6(722).
- STEFAN, H.G.; DHAMOTHARAN, S.; SCHIEBE, F.R. (1982) Temperature/sediment model for a shallow lake. *Journal of the Environmental Engineering Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 108 (EE4), 750-765.
- SZÉL, S. & GÁSPÁR, C. (1999) On the negative weighting factors in the Muskingum-Cunge scheme. *Journal of Hydraulic Research*, 38 (4), 299-306.
- WEBB, B. W. & NOBILIS, F. (1997) Long-term perspective on the nature of the air-water temperature relationship: a case study. *Hydrological Processes*, 11, 137-147. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199702)11:2<137::AID-HYP405>3.3.CO;2-U.

WEBB, B.W. & WALSH, A.J. (2004) Changing UK river temperatures and their impact on fish populations. En:
Hydrology: Science & Practice for the 21st Century. Vol. II. British Hydrological Society, Londres.

10 CÀLCUL DE L'ALBEDO DE L'AIGUA PER A LA RADIACIÓ D'ONA CURTA EN L'ESCALA DIÀRIA: COMPARACIÓ DE DIFERENTS MÈTODES

Arribo a Riba-roja, i el nom del poble no cal explicar-lo. És perfectament visible: les cases s'han instal·lat en un roquissar vermellós, un color més intens en aquesta hora, quan la pedra rep la llum d'un sol baix, que va cap a la posta. I miro el riu cap a ponent, per contemplar els reflexos solars sobre l'aigua. Una aigua que es diversifica en fils i taques de colors diferents, com si dessota la fina superfície s'amagués un vitrall gòtic. Els verds, els blaus, els liles es destrien i es fonen contínuament.

Josep M. Espinàs

Seguint tot l'Ebre amb un primitiu Velosolex

10.1 Introducció

La modelització és una eina útil per predir els efectes d'una alteració particular i el comportament de la massa d'aigua després que aquesta es produisca, així com per projectar treballs de restauració tèrmica (Meier *et al.*, 2003; Scherrer, 2003; Cellino & Essyad, 2004). En aquests casos, és preferible que la modelització de la temperatura de l'aigua es basi en els processos físics, tenint en compte els diferents processos d'intercanvi de calor entre la massa d'aigua i l'ambient: absorció de radiació d'ona curta, absorció i emissió de radiació d'ona llarga, evaporació, conducció, etc. La radiació solar absorbida per l'aigua és un factor dominant de la temperatura de l'aigua (Evans *et al.*, 1998) de forma que la modelització de la temperatura de l'aigua hi és molt sensible (Sinokrot & Stefan, 1994). La radiació solar absorbida per l'aigua depèn de la reflectivitat o albedo de l'aigua. L'albedo de l'aigua varia al llarg de l'any i del dia i és funció de l'angle d'incidència de la radiació solar, de la nuvolositat, de la rugositat de la superfície de l'aigua (ones) i de la transparència de l'aigua (Kondratyev, 1969; Payne, 1972; Henderson-Sellers, 1986).

S'han proposat diversos mètodes per estimar l'albedo de l'aigua. En aquest capítol s'analitzen i comparen alguns d'aquests mètodes en vistes al seu ús en el model de la temperatura de l'aigua del riu Ebre. Els mètodes considerats són l'utilitzat pel model per a la simulació de la dinàmica d'embassaments DYRESM (Antenucci & Imerito, 2002), els models empírics d'Anderson

(1952) i Pivovarov (Henderson-Sellers, 1986), els models de Campbell & Aarup (1989) i Beschta (citats per Chen *et al.* (1998)) que tenen en compte la diferent reflectivitat de l'aigua a la radiació directa i difusa, i un model teòric que es descriu en detall.

10.2 Càlculs

10.2.1 Models de Classe I

Es poden classificar els models utilitzats per al càlcul de la radiació reflectida en dos tipus en funció de si tenen en compte la diferent reflectivitat de l'aigua a la radiació solar directa i difusa. En aquest apartat es presenten els models que no tenen en compte aquesta distinció: els models d'Anderson (1952), Pivovarov (Henderson-Sellers, 1986) i l'utilitzat pel model DYRESM (Antenucci & Imerito, 2002). En aquests models la radiació reflectida es calcula com

$$G_{ref} = \rho G_0 \quad (1)$$

on G_0 és la irradiància incident sobre la superfície de l'aigua i ρ és l'albedo de l'aigua. En general G_0 és una variable mesurada en estacions meteorològiques.

10.2.1.1 Model d'Anderson (1952)

El model d'Anderson (1952) expressa l'albedo de l'aigua en funció de l'elevació solar, α_s , com

$$\rho = a(\alpha_s)^b, \quad (2)$$

on a i b són coeficients empírics (Taula 10.1) que depenen del tipus de núvols i de la proporció del cel coberta per núvols, C . En la determinació de C hi ha un cert grau de subjectivitat, cosa que limita l'exactitud del model.

Taula 10.1: Coeficients empírics del model d'Anderson (1952). Font: Henderson-Sellers (1986)

Estat del cel	Valor de C	a	b
Cel clar	$C < 0,05$	0,0523	-0,77
Nuvolós	Núvols dispersos	0,0434	-0,97
	$C = 0,05$ a $0,5$		
	Núvols trencats	0,0456	-0,75
	$C = 0,5$ a $0,95$		
	Cel cobert	0,0566	-0,45
	$C \geq 0,95$		

10.2.1.2 Model de Pivovarov (Henderson-Sellers, 1986)

El model proposat per Pivovarov (Henderson-Sellers, 1986) és

$$\rho = \frac{a_0}{a_0 + \sin \alpha_s} \quad (3)$$

amb

$$a_0 = 0,02 + 0,01(0,5 - C)\{1 - \sin[\pi(T - 81)/183]\} \quad (4)$$

on T és el número de dia de l'any (entre 1 i 365, entre 1 i 366 si l'any és de traspàs). De nou, es pot introduir un cert grau d'error per la subjectivitat en la determinació de C .

10.2.1.3 Càlcul de la nuvolositat

Per poder utilitzar els models d'Anderson (1952) i Pivovarov ha estat necessari estimar el valor de C , ja que no disposem de dades de la cobertura del cel. Una opció és utilitzar la relació entre la irradiància del cel i la irradiància d'un cel clar

$$s = \frac{G_0}{G_e \max(k_t)} \quad (5)$$

i una relació empírica entre s i C . Colomer & Casamitjana (1993) van proposar la següent relació per al llac de Banyoles

$$s = 1 - 0,71(C)^{1,03} \quad (6)$$

Crawford & Duchon (1999), en canvi, van utilitzar la relació més simple

$$C = 1 - s. \quad (7)$$

Tot i això, segons Henderson-Sellers (1986) aquesta última relació representa de forma més concreta la proporció del dia en què els núvols no cobreixen el disc solar. En conseqüència, en aquest capítol s'usarà la relació de l'Eq. (6).

10.2.1.4 Mètode usat pel model DYRESM

El model per a la simulació de la dinàmica d'embassaments DYRESM calcula l'albedo mitjà diari com (Antenucci & Imerito, 2002)

$$\rho = 0,08 + 0,02 \sin(2\pi T / 365 - \pi / 2) \quad \text{hemisferi sud} \quad (8.a)$$

$$\rho = 0,08 \quad \text{equador} \quad (8.b)$$

$$\rho = 0,08 + 0,02 \sin(2\pi T / 365 + \pi / 2) \quad \text{hemisferi nord} \quad (8.c)$$

Aquestes fórmules menystenen l'efecte de la nuvolositat sobre albedo i la variació de l'albedo al llarg del dia d'acord amb l'elevació solar. Tampoc incorporen la variació de l'albedo amb la latitud, exceptuant l'aproximació poc fina segons l'hemisferi on es troba la massa d'aigua estudiada.

10.2.2 Models de Classe II

La segona classe de models calcula la irradiància reflectida considerant les diferents reflectivitats de la radiació directa i difusa. Llavors tenim

$$G_{ref} = G_{ref,d} + G_{ref,D} = \rho_d G_d + \rho_D G_D = [\rho_d k_d + \rho_D (1 - k_d)] G_0 \quad (9)$$

on ρ_d és l'albedo de l'aigua per a la radiació difusa, G_d és la irradiància difusa (W/m^2), $G_{ref,d}$ és la irradiància reflectida difusa (W/m^2), ρ_D és l'albedo de la radiació directa, G_D és la irradiància directa (W/m^2), $G_{ref,D}$ és la irradiància reflectida directa (W/m^2) i k_d és la proporció de radiació difusa. Per tant, l'albedo de l'aigua ρ es pot expressar com

$$\rho = \rho_d k_d + \rho_D (1 - k_d) \quad (10)$$

Els models de Campbell & Aarup (1989) i de Beschta (Chen *et al.*, 1998) i el model teòric descrit més avall pertanyen a aquesta classe.

S'han proposat diferents models per calcular k_d (e.g. Orgill & Hollands, 1977; Erbs *et al.*, 1982; Skartveit & Olseth, 1987; Reindl *et al.*, 1990). En aquesta tesi s'ha utilitzat el model desenvolupat per De Miguel *et al.* (2001) per a l'àrea mediterrània:

$$\left. \begin{array}{ll} k_d = 0,995 - 0,081k_t & \text{si } k_t \leq 0,21 \\ k_d = 0,724 + 0,2738k_t - 8,320k_t^2 + 4,967k_t^3 & \text{si } 0,21 < k_t \leq 0,76 \\ k_d = 0,180 & \text{si } 0,76 < k_t \end{array} \right\} \quad (11)$$

on k_t és la transmissivitat atmosfèrica. La definim com

$$k_t = G_0 / G_e, \quad (12)$$

on G_e és la irradiància extraterrestre, o siga a l'exterior de l'atmosfera, sobre una superfície horitzontal a la superfície terrestre. La irradiància extraterrestre G_e es var calcular com

$$G_e = G_n \cos \theta_s . \quad (13)$$

on θ_s és l'angle zenital del Sol i G_n és la irradiància solar interceptada a l'exterior de l'atmosfera per una superfície normal a la direcció dels rajos solars. La irradiància solar es pot calcular com

$$G_n = r^2 G_{sc} , \quad (14)$$

on $G_{sc} = 1366 \text{ W/m}^2$ és la constant solar i (Lenoble, 1993)

$$r^2 = 1,000110 + 0,034221 \cos \Gamma + 0,001280 \sin \Gamma + \\ + 0,000719 \cos 2\Gamma + 0,000077 \sin 2\Gamma \quad (15)$$

amb

$$\Gamma = 2\pi(T-1)/365 . \quad (16)$$

10.2.2.1 Model teòric

Suposant que la radiació d'ona curta incident no està polaritzada, un raig de llum de longitud d'ona λ es reflecteix a la interfase aire-aigua segons la llei de Fresnel

$$\rho_{\lambda,\theta} = \frac{1}{2} \left[\frac{\sin^2(\theta - \sigma)}{\sin^2(\theta + \sigma)} + \frac{\tan^2(\theta - \sigma)}{\tan^2(\theta + \sigma)} \right] , \quad (17)$$

on $\rho_{\lambda,\theta}$ és la *reflectivitat direccional espectral*, θ és l'angle d'incidència i σ és l'angle del raig refractat. Aquest angle es pot calcular amb la llei de la refracció de Snell:

$$n_{aire,\lambda} \sin \theta = n_{aigua,\lambda} \sin \sigma , \quad (18)$$

on $n_{aire,\lambda}$ és l'índex de refracció de l'aire per la longitud d'ona λ i $n_{aigua,\lambda}$ és l'índex de refracció de l'aigua per la longitud d'ona λ . Cal tenir en compte, però, que la radiació directa incident es compon d'un espectre de longituds d'ona entre 0,2 i 3,0 μm . En conseqüència definim la *reflectivitat direccional total* com

$$\rho_{\theta}(\theta, \phi) = \frac{\int_{0,2\mu\text{m}}^{3,0\mu\text{m}} \rho_{\lambda,\theta}(\lambda, \theta) I_{0,\lambda}(\lambda, \theta, \phi) d\lambda}{\int_{0,2\mu\text{m}}^{3,0\mu\text{m}} I_{0,\lambda}(\lambda, \theta, \phi) d\lambda}. \quad (19)$$

on $I_{0,\lambda}(\lambda, \theta, \phi)$ és la radiància espectral de la radiació solar incident. Per simplificar aquesta expressió, podem utilitzar el teorema del valor ponderat mitjà i trobar una longitud d'ona ξ pertanyent a l'interval 0,2-3,0 μm de forma que

$$\int_{0,2\mu\text{m}}^{3,0\mu\text{m}} \rho_{\lambda,\theta}(\lambda, \theta) I_{0,\lambda}(\lambda, \theta, \phi) d\lambda = \rho_{\lambda,\theta}(\xi, \theta) \int_{0,2\mu\text{m}}^{3,0\mu\text{m}} I_{0,\lambda}(\lambda, \theta, \phi) d\lambda. \quad (20)$$

Llavors,

$$\rho_{\theta}(\theta, \phi) = \frac{\rho_{\lambda,\theta}(\xi, \theta) \int_{0,2\mu\text{m}}^{3,0\mu\text{m}} I_{0,\lambda}(\lambda, \theta, \phi) d\lambda}{\int_{0,2\mu\text{m}}^{3,0\mu\text{m}} I_{0,\lambda}(\lambda, \theta, \phi) d\lambda} = \rho_{\lambda,\theta}(\xi, \theta). \quad (21)$$

Per trobar ξ es van usar els valors de la irradiància espectral publicats pel Renewable Resource Data Center (2004), calculant tots dos costats de l'Eq. (20) per a diferents valors de ξ fins a trobar aquella per a la qual es compleix aquesta relació. Aquest valor de ξ correspon aproximadament a una longitud d'ona de 0,7-0,8 μm . D'aquesta forma, podem calcular l'albedo

de l'aigua per a la radiació directa a partir de les equacions de Fresnel, utilitzant els corresponents índexs de refracció de l'aire i l'aigua per la longitud d'ona $0,75 \mu\text{m}$:

$$\rho_D = G_{ref,D} / G_D = \rho_\theta(\theta_s, \phi_s) = \rho_{\lambda,\theta}(0,75\mu\text{m}, \theta_s), \quad (22)$$

on θ_s i ϕ_s són l'angle zenital i l'azimut del Sol respectivament.

Tot seguit es tracta el càlcul de la reflexió de la radiació difusa. Definim la *reflectivitat hemisfèrica total* com

$$\rho_{ht} = \frac{\int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} \rho_\theta(\theta, \phi) I_0(\theta, \phi) \cos \theta \sin \theta \cdot d\theta}{\int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} I_0(\theta, \phi) \cos \theta \sin \theta \cdot d\theta}, \quad (23)$$

on $I_0(\theta, \phi)$ és la radiància del cel en la direcció (θ, ϕ) . Després, substituint l'Eq. (21) en l'Eq. (23) per a $\xi = 0,75 \mu\text{m}$ l'albedo de la radiació difusa és

$$\begin{aligned} \rho_d &= \frac{\int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} \rho_{\lambda,\theta}(\xi, \theta) I_0(\theta, \phi) \cos \theta \sin \theta \cdot d\theta}{\int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} I_0(\theta, \phi) \cos \theta \sin \theta \cdot d\theta} = \\ &= \frac{\int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} \rho_{\lambda,\theta}(\xi, \theta) I_0(\theta, \phi) \cos \theta \sin \theta \cdot d\theta}{G_d} = \frac{G_{ref,d}}{G_d}. \end{aligned} \quad (24)$$

$I_0(\theta, \phi)$ es va calcular amb el model de Bronger & Hooper (1993a, 1993b):

$$I_0(\theta, \phi) = G_d \left[\frac{a_o + a_1 \cos \theta + a_2 \exp(-a_3 \Psi)}{\pi(a_o + 2a_1/3) + 2a_2 J(\theta_s, a_3)} \right], \quad (25)$$

on a_0 , a_1 , a_2 , a_3 són coeficients empírics que depenen de k_d i k_t (Brunger & Hooper, 1993a), Ψ és la distància angular en radians entre la direcció del disc solar (θ_s, ϕ_s) i la direcció (θ, ϕ) , i

$$J(\theta_s, a_3) = \frac{1 + \exp(-a_3 \pi / 2)}{a_3^2 + 4} \times \left\{ \pi - \left[1 - \frac{2[1 - \exp(-a_3 \pi)]}{\pi a_3 [1 + \exp(-a_3 \pi / 2)]} \right] [2\theta_s \sin \theta_s - 0,02\pi \sin \theta_s] \right\} \quad (26)$$

10.2.2.2 Model of Campbell & Aarup (1989)

En el model de Campbell & Aarup (1989) l'albedo de la radiació directa es calcula per mig de la llei de Fresnel (Eq. 17). L'albedo de la radiació difusa es considera constant amb un valor de $\rho_d = 0,066$, obtingut per Preisendorfer & Mobley (1986) per a condicions de radiació uniforme en totes les direccions de la volta del cel.

10.2.2.3 Model of Beschta (Chen et al., 1998)

Beschta va utilitzar una relació empírica per estimar el valor de l'albedo de la radiació directa (Chen et al., 1998):

$$\left. \begin{aligned} \rho_D &= 0.091 / \cos \theta_s - 0.0386 & \text{if } 0^\circ \leq \theta_s \leq 80^\circ \\ \rho_D &= 0.0515 \theta_s - 3.635 & \text{if } 80^\circ \leq \theta_s \leq 90^\circ \end{aligned} \right\} \quad (27)$$

Per a la radiació difusa va usar un valor mig de $\rho_d = 0,09$.

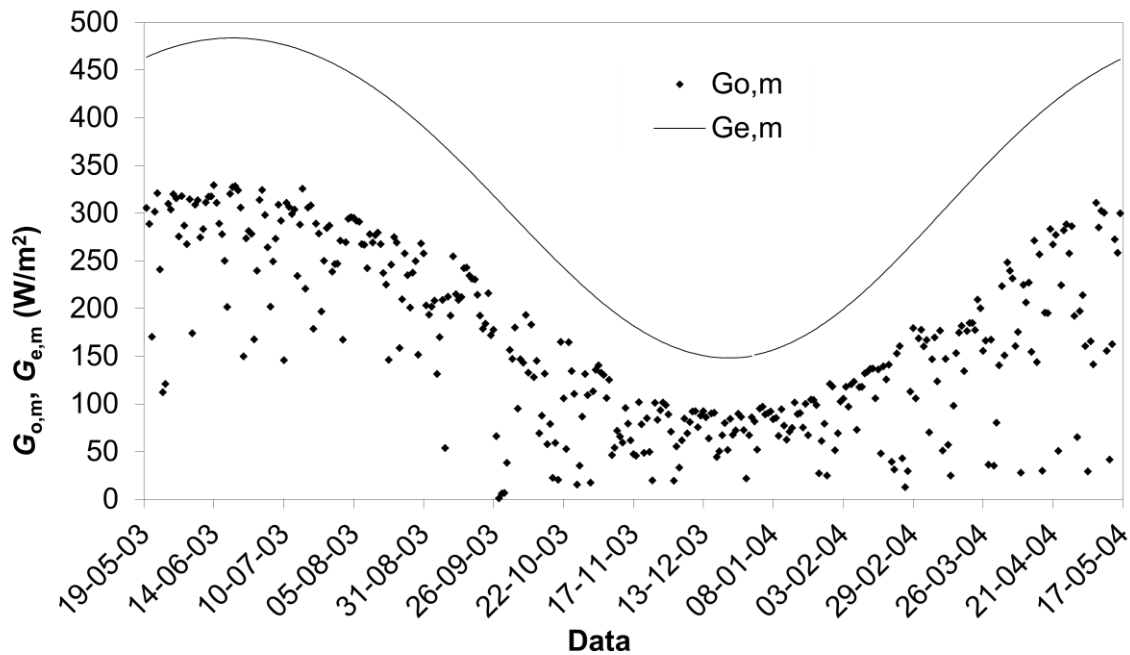
Taula 10.2: Resum dels models descrits en aquest capítol

Models de Classe I		
Model	ρ	
Anderson (1952)	$a(\alpha_s)^b$	
Pivovarov	$\frac{a_o}{a_o + \sin \alpha_s}$ amb $a_0 = 0,02 + 0,01(0,5 - C)\left\{1 - \sin \frac{\pi(T - 81)}{183}\right\}$	
Antenucci & Imerito (2002)	$0,08 + 0,02 \sin(2\pi T / 365 - \pi / 2)$ (Hemisferi Sud) $0,08$ (Equador) $0,08 + 0,02 \sin(2\pi T / 365 + \pi / 2)$ (Hemisferi Nord)	
Models de Classe II		
Model	ρ_D	ρ_d
Model teòric	Llei de Fresnel (Eq. 17): $\rho_{\lambda,\theta}(0,75 \mu\text{m},\theta_s)$	$\frac{\int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} \rho_{\lambda,\theta}(\xi,\theta,\phi) I_o(\theta,\phi) \cos\theta \sin\theta \cdot d\theta}{G_d}$
Campbell & Aarup (1989)	Llei de Fresnel (Eq. 18): $\rho_{\lambda,\theta}(0,75 \mu\text{m},\theta_s)$	0,066
Beschta	$\frac{0,091}{\cos\theta_s} - 0,0386 \quad (0^\circ \leq \theta_s \leq 80^\circ)$ $0,0515\theta_s - 3.635 \quad (80^\circ \leq \theta_s \leq 90^\circ)$	0,09

10.3 Mesures de la irradiància d'ona curta incident

La radiació solar incident es va mesurar en una estació meteorològica instal·lada al terrat de l'edifici D1 del Campus Nord de la Universitat Politècnica de Catalunya, durant un any, del 19 de maig de 2003 al 18 de maig de 2004. Les mesures es prenen cada minut i es feia la mitjana cada deu minuts. La radiació d'ona curta incident es va mesurar amb piranòmetres Campbell SP1110 fixats a una barra metàl·lica en direcció sud. Es va filtrar la base de dades per tal eliminar les dades dubtoses (dades amb valors de $k_t \geq 1$).

Figura 10.1: Mitjana diària de la irradiància d'ona curta incident, $G_{o,m}$, i extraterrestre, $G_{e,m}$

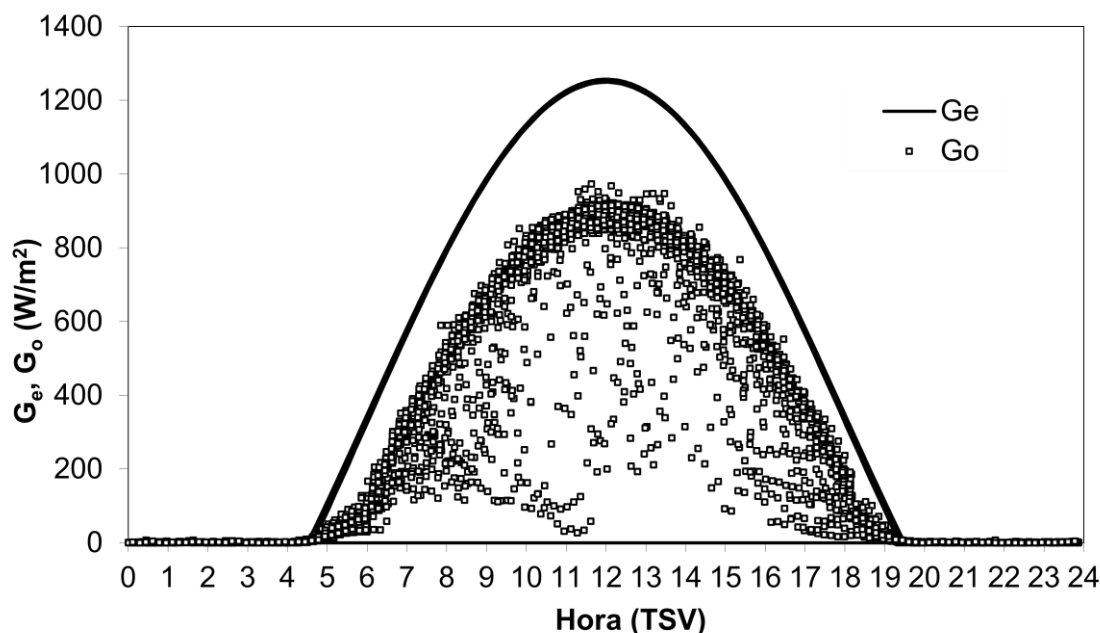


10.4 Resultats i discussió

10.4.1 Radiació solar incident d'ona curta

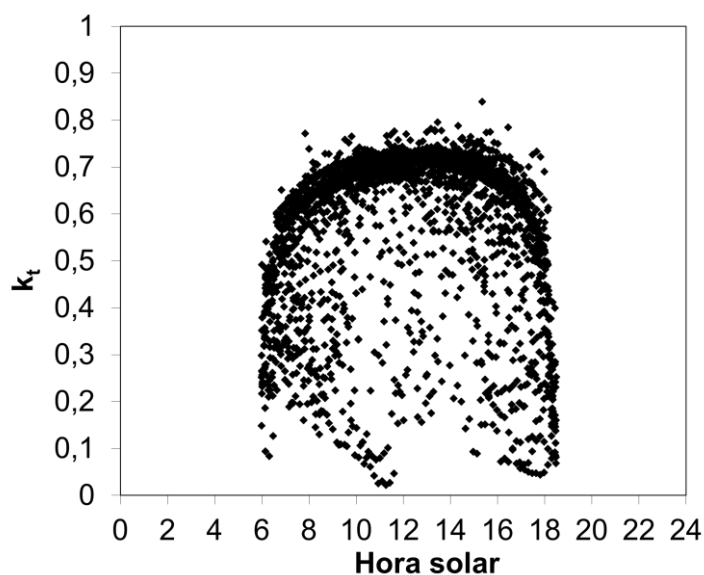
La Figura 10.1 mostra la mitjana diària de la irradiància d'ona curta incident i extraterrestre. Al voltant del solstici d'estiu la irradiància incident mitjana diària és màxima amb valors al voltant de 300-350 W/m^2 , mentre que pel solstici d'hivern es troba al voltant dels 100 W/m^2 . En dies coberts la irradiància incident mitjana diària pot ser menor de 50 W/m^2 . En la Figura 10.2 es mostra la irradiància solar incident en funció de l'hora del dia al llarg del mes de juny de 2003, en què es donen les valors màxims anuals. Durant aquest mes la sortida del sol es produeix al voltant de les 4:30 del matí (hora solar) i es pon cap a les 19:30 del vespre (hora solar). La irradiància extraterrestre i incident comença a augmentar a l'alba i segueix una corba sinusoidal fins a arribar al màxim al migdia, moment en què comença a disminuir de nou. La màxima irradiància extraterrestre és d'uns 1250 W/m^2 , mentre que la màxima irradiància d'ona curta incident assoleix valors al voltant dels 900 W/m^2 , uns tres quarts de la irradiància extraterrestre. Durant el dia la irradiància incident pot reduir-se molt per la presència de núvols. En cas de tempestes pot disminuir fins a valors inferiors a 100 W/m^2 fins i tot en hores pròximes al migdia.

Figura 10.2: Irradiància solar incident, G_o , i extraterrestre, G_e , durant juny de 2003



La transmitància mitjana anual de l'atmosfera va ser 0,55 i la proporció de radiació difusa mitjana anual va ser 0,51. La màxima transmitància atmosfèrica mitjana diària va ser 0,65. L'índex de claredat, k_t , variava en funció de l'hora del dia (Figura 10.3). En dies clars, k_t augmentava des de la sortida del sol fins a migdia i decreixia fins a la posta de sol. Això està causat pel fet que per les elevacions solars més baixes el camí òptic d'un raig de llum a través de l'atmosfera és més llarg i, en conseqüència, l'absorció és més important. En dies ennuvolats, part de la radiació incident és reflectida pels núvols cap a l'espai i k_t disminueix. La proporció de radiació difusa també variava al llarg del dia (Figura 10.4). Abans de la sortida del Sol i després de la posta tota la radiació incident era difusa, resultat de la dispersió de la radiació solar per l'atmosfera. En dies clars, k_d disminuïa des de la sortida del sol fins al migdia i augmentava des de llavors fins a la posta. La causa d'aquesta variació diària és de nou la diferent longitud del camí òptic a diferents hores del dia: com més

Figura 10.3: Índex de claredat, k_t , durant juny de 2003

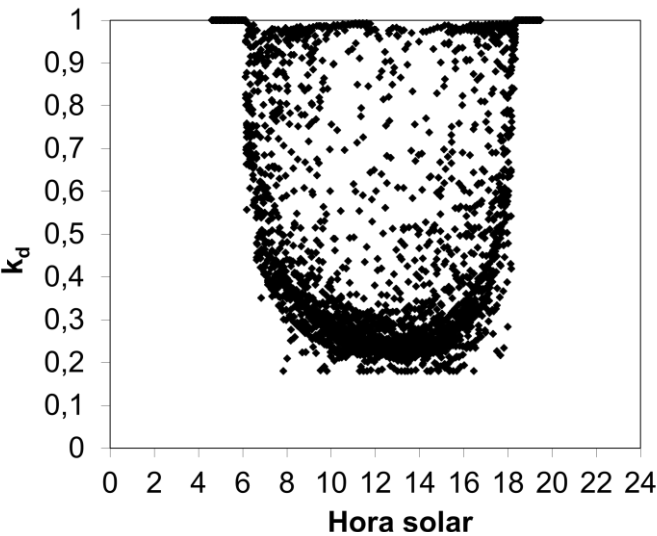


llarg és el camí òptic, major és la dispersió i més alta la proporció de radiació difusa. En dies molt ennuvolats, la radiació incident consistia quasi exclusivament de radiació difusa.

L'índex de claredat i la proporció de radiació difusa també van variar al llarg de l'any (Taula 10.3). En aquest cas, les causes de les variacions són principalment els

canvis en l'elevació solar, la variabilitat meteorològica i les diferències de la temperatura de l'aire. El majors índex de claredat i menor proporció de radiació difusa es van donar de juny a setembre, coincidint amb el bon temps estival i el major nombre de dies clars al mes. La major proporció de radiació difusa en mitjana mensual es va donar durant el mes d'octubre, mes en què només hi va haver 12 dies clars.

Figura 10.4: Proporció de radiació difusa, k_d , durant juny de 2003



Taula 10.3: Variació de k_t i k_d al llarg de l'any

	Gen	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Des
Mitjana(k_t)	0,53	0,53	0,52	0,51	0,53	0,58	0,57	0,58	0,57	0,55	0,54	0,53
Mitjana(k_d)	0,54	0,56	0,57	0,49	0,47	0,39	0,42	0,40	0,48	0,62	0,59	0,58
k_t (migdia, dies clars)	0,64	0,65	0,67	0,70	0,73	0,71	0,69	0,69	0,71	0,68	0,67	0,64
k_d (migdia, dies clars)	0,37	0,35	0,32	0,28	0,22	0,25	0,28	0,29	0,26	0,30	0,32	0,37
N. dies clars	19	20	17	21	18	26	25	25	20	12	16	21

10.4.2 Resultats del model teòric

La Figura 10.5 mostra l'albedo de l'aigua per a la radiació directa ρ_D segons la llei de Fresnel (Eq. 18) en funció de l'elevació solar. L'albedo de l'aigua per a la radiació difusa ρ_d calculat amb el model es mostra en la Figura 10.6. Quan k_d és molt alta i en conseqüència k_t és molt baixa, com en el cas del cel cobert, l'albedo per a la radiació difusa és pràcticament constant amb un valor de 0,05-0,06. En situacions amb menys núvols, es pot observar una dependència entre ρ_d i l'elevació solar. Per les elevacions solars més altes ρ_d és molt semblant, al voltant de 0,045-0,060, independentment dels valors de k_t i k_d .

Figura 10.5: Albedo de l'aigua per a la radiació directa d'ona curta segons la llei de Fresnel (Eq. 17) i el model de Beschta (Eq. 27)

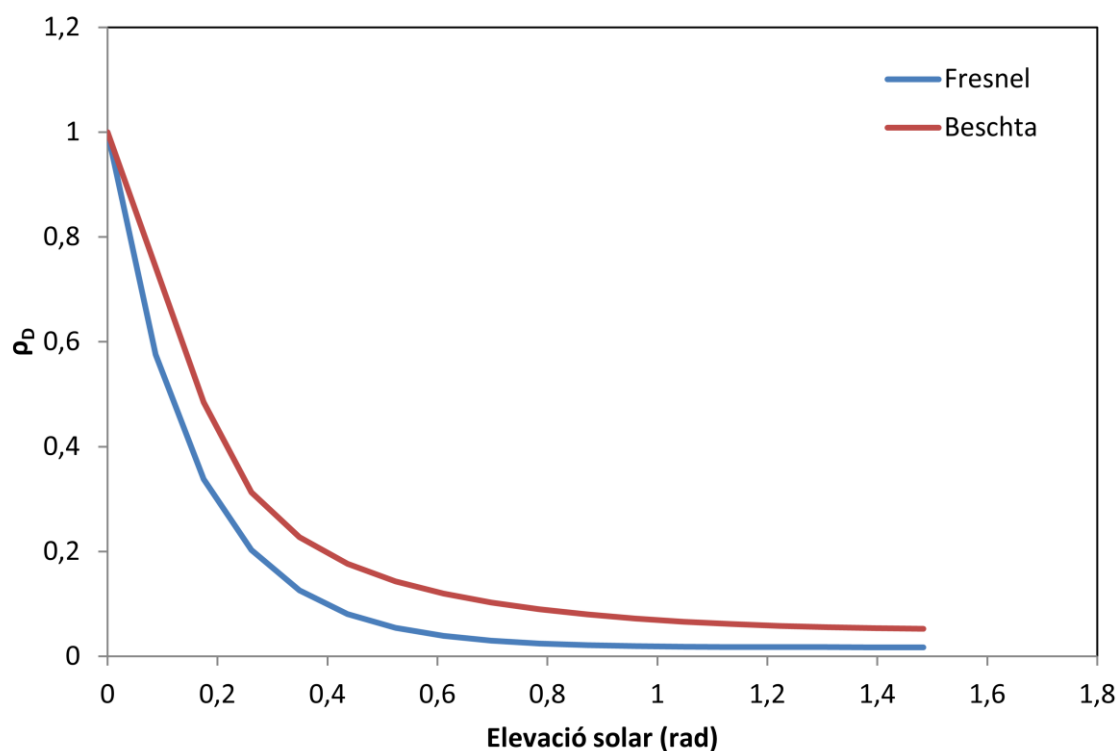
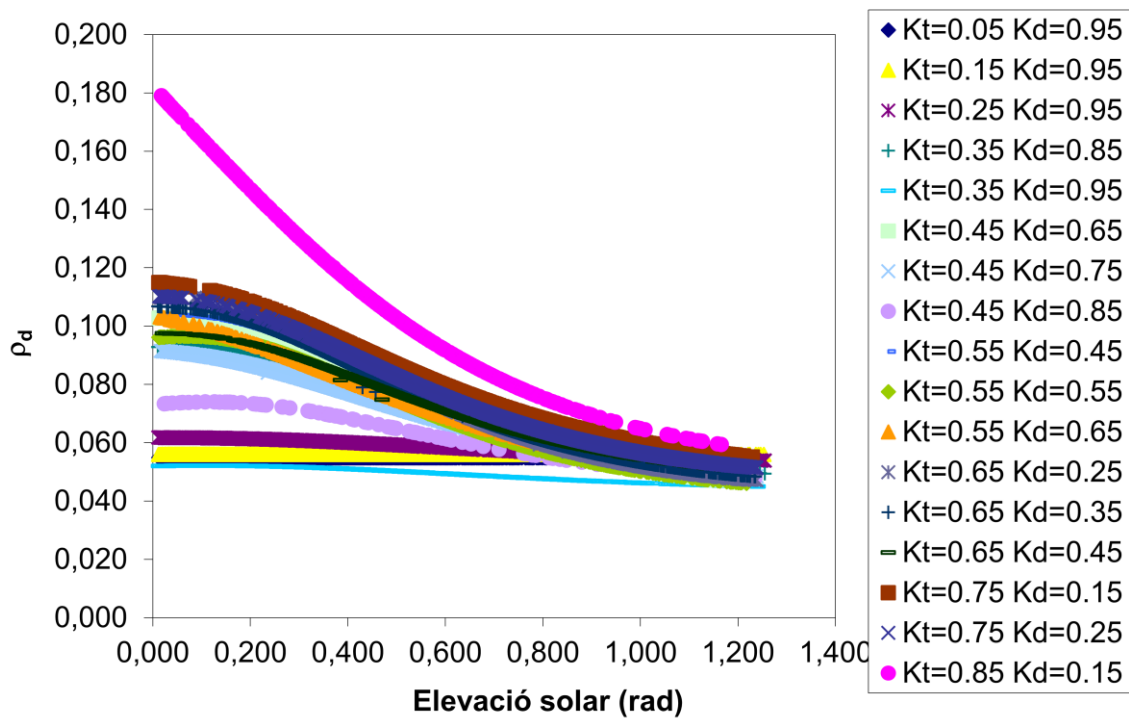


Figura 10.6: Albedo de l'aigua per a la radiació difusa en funció de l'elevació solar, k_t i k_d calculat amb el model teòric descrit en aquest estudi



10.4.3 Influència de k_t i de l'elevació solar en l'albedo

L'índex de claredat, k_t , o transmissivitat atmosfèrica, reflecteix la proporció de radiació solar que es capaç de travessar l'atmosfera. En conseqüència està molt lligat a la nuvolositat i transparència de l'atmosfera. Els núvols poden blocar la radiació directa, de forma que la irradiància difusa pot ser més important. A més, la presència de pols a l'aire, el fa menys transparent i condueix a l'augment de la proporció de radiació difusa. Si es necessiten estimacions molt precises és important tenir en compte les diferents reflectivitats de l'aigua a la radiació directa i difusa.

El model teòric es va utilitzar per analitzar la dependència de l'albedo de l'aigua ρ (definit com a $\rho = k_d \rho_d + (1 - k_d) \rho_D$ amb el període de l'any (Figura 10.7), de k_t (Figura 10.8) i de la latitud (Figura 10.9). L'albedo màxim es dona en el solstici d'hivern, quan el Sol es troba més baix en el cel i és mínim quan el Sol és més alt. La variable k_t reflecteix la proporció de núvols en el cel i la proporció de radiació difusa incident. Els valors baixos de k_t corresponen a cels coberts, en què la radiació difusa incident predomina sobre la radiació directa. En aquest cas, l'albedo és quasi constant al llarg de tot el dia amb un valor al voltant de 0,06 (Figura 10.8). Per a valors majors de k_t , la irradiància directa incident esdevé més important, i es pot observar una clara

Figura 10.7: Albedo calculat amb el model teòric per a un valor mitjà diari de $k_t=0,75$ als solsticis i equinocci a la latitud de la localitat d'estudi, des de la sortida a la posta del sol

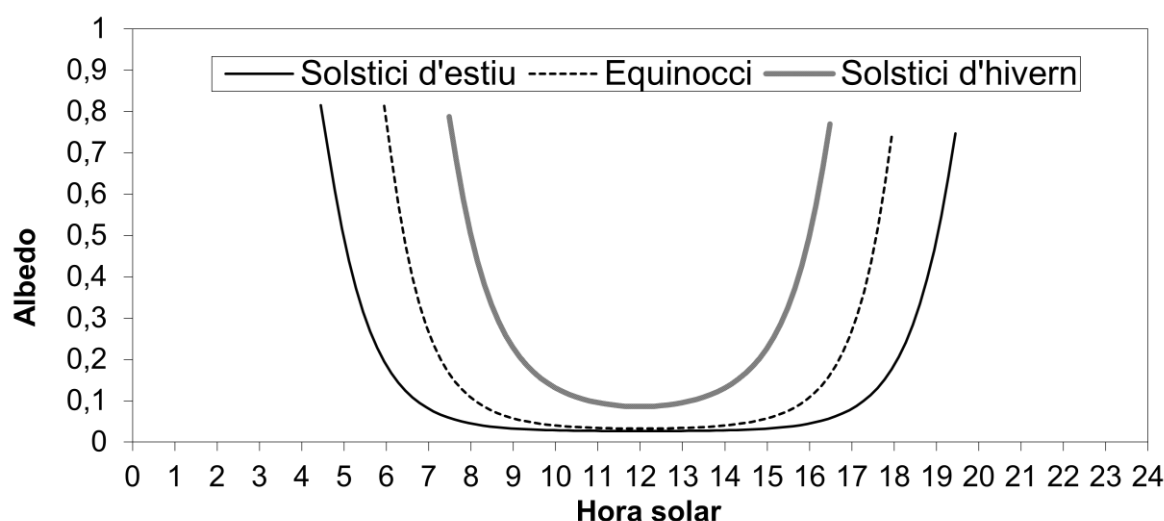
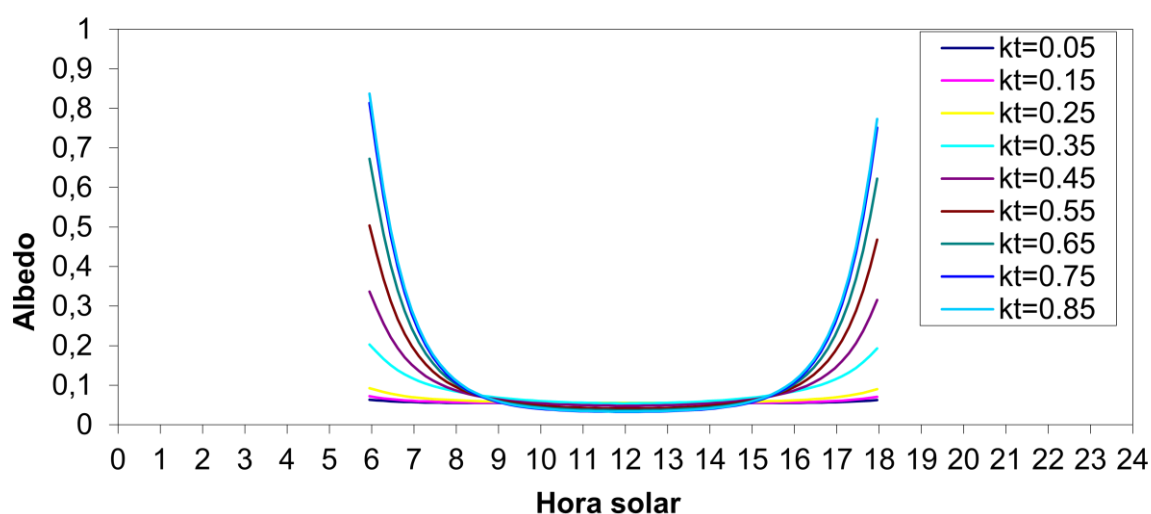


Figura 10.8: Albedo calculat pel model teòric en l'equinocci de tardor per a diferents valors de k_t a la latitud de la localitat d'estudi, de la sortida a la posta del sol



dependència de l'albedo respecte a l'hora del dia. L'albedo és més alt a la sortida del Sol i a la posta i més baix al migdia (Figura 10.7, Figura 10.8, Figura 10.9). La dependència de l'albedo amb la latitud reflecteix l'efecte de la variació latitudinal de l'elevació solar. Per a latituds baixes, l'elevació solar és major i l'albedo és menor (Figura 10.9). La situació inversa es dona per a latituds més altes.

10.4.4 Comparació entre diferents models

En la Figura 10.10 es compara l'albedo mig diari calculat amb diferents models al llarg d'un any. L'albedo és màxim a l'hivern amb valors de 0,09-0,10 i és mínim a l'estiu amb valors al voltant de 0,04. Hi ha variacions importants de l'albedo mig diari d'un dia a un altre a causa de l'efecte de la nuvolositat. L'albedo calculat amb el model de Campbell & Aarup (1989) és molt semblant al calculat utilitzant el model teòric, mentre que el model d'Anderson (1952) dona valors lleugerament superiors. La sobreestimació d'aquest model respecte als models teòric i de Campbell & Aarup (1989) és major a l'estiu. Pel que fa al model usat per Antenucci & Imerito (2002) al model DYRESM, és l'únic a no mostrar variacions de l'albedo en funció de la nuvolositat. Si bé l'albedo mig diari calculat amb aquest model s'aproxima als valors del model teòric a l'hivern, durant la resta de l'any va per sobre. El comportament dels altres dos models és bastant pobre. El model de Pivovarov dona estimacions de l'albedo clarament massa baixes

Figura 10.9: Albedo calculat amb el model teòric a l'equinocci de tardor per a un valor mitjà diari de $k_r=0.75$ a diferents latituds, de la posta a la sortida del Sol

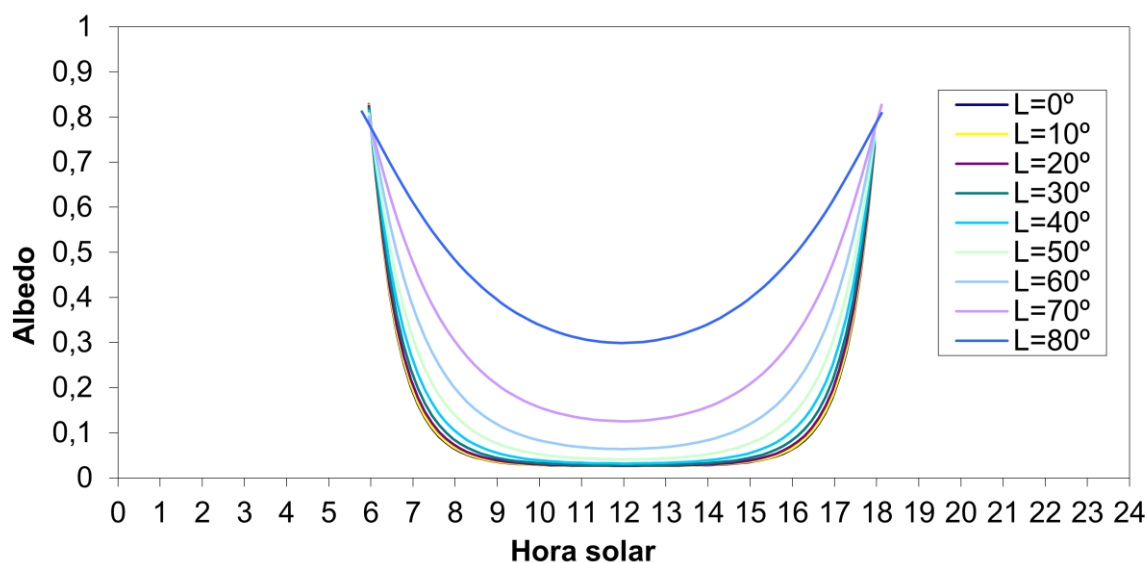
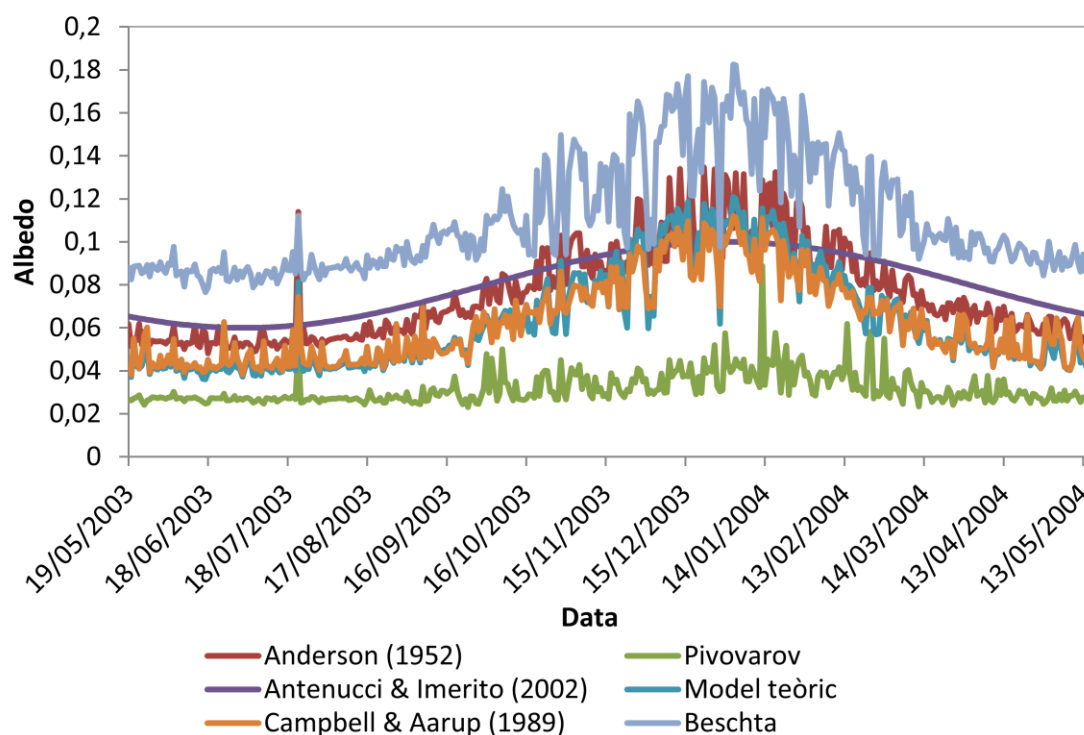


Figura 10.10: Albedo mig diari calculat amb diferents mètodes durant un any (19 maig 2003 a 18 maig 2004)



durant tot l'any, amb variacions estacionals poc marcades. Pel que fa a les estimacions obtingudes amb el model de Beschta mostren prou bé les variacions anuals i diàries, paral·leles a les del model teòric, ja que el model té en compte l'elevació solar i la influència de la nuvolositat en l'albedo per a la radiació directa i difusa. Tanmateix, sobreestima clarament el valor de l'albedo. La causa d'aquesta diferència es troba en què l'albedo per a la radiació directa ρ_D calculat utilitzant l'Eq. 27 és més alt que el calculat utilitzant la llei de Fresnel (Figura 10.5), i el valor de $\rho_d = 0,09$ emprat per Beschta és major que el valor de $\rho_d = 0,066$ usat per Campbell & Aarup (1989). Cal tenir en compte que el model de Beschta va ser obtingut per al cas particular d'un rierol, de forma que probablement inclogués la reflexió de la radiació solar pel fons del riu, cosa que explicaria el major albedo.

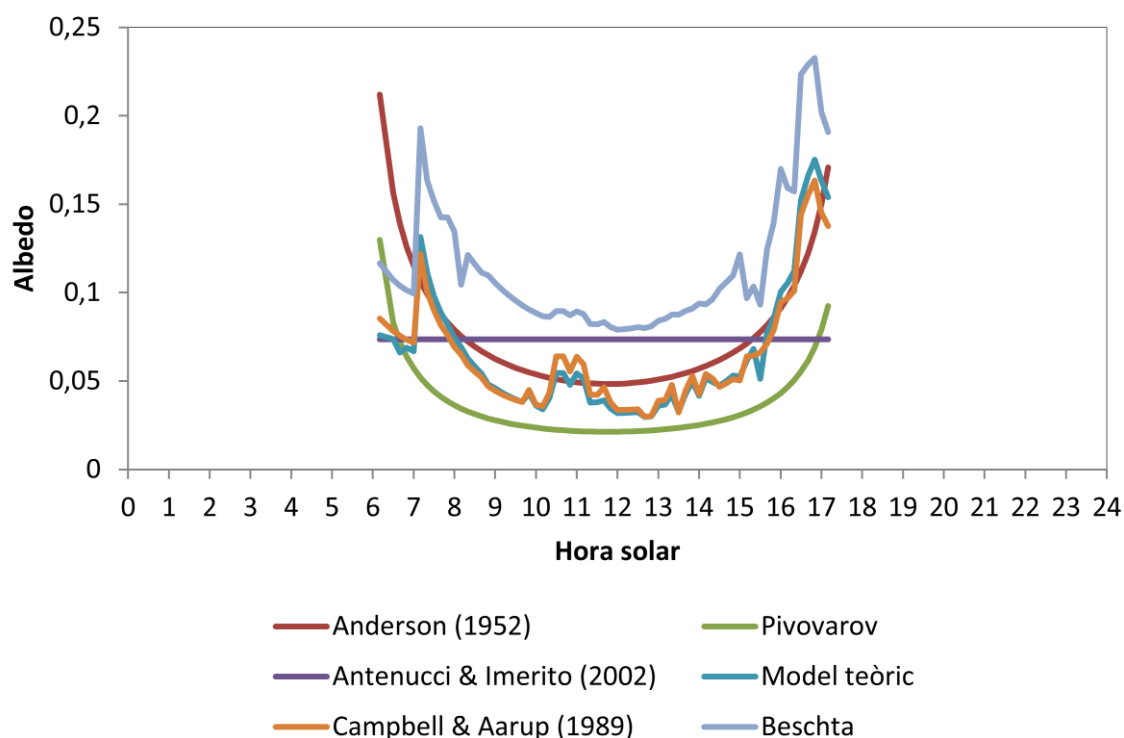
En la Figura 10.11 es compara l'albedo calculat amb diferents models al llarg d'un dia. L'albedo és màxim a la sortida i posta del sol, quan l'elevació solar és menor, i és mínim al voltant del migdia, quan aquest és més alt. La presència de núvols pot fer que l'albedo augmenti, tal com es veu a la figura al voltant de les 11 del matí (hora solar). Com en la Figura 10.10, l'albedo calculat amb el model teòric i amb el model de Campbell & Aarup (1989) és molt semblant. Els models de Pivovarov i Anderson (1952) mostren un comportament semblant, si bé no poden mostrar variacions diàries de l'albedo per causa de variacions en la nuvolositat. L'albedo calculat

amb el model d'Anderson (1952) mostra valors lleugerament superiors als calculats amb el model teòric, mentre que els calculats amb el model de Pivovarov mostra valors lleugerament inferiors. El model de Beschta, si bé és capaç de predir variacions de l'albedo en funció de la presència de núvols, sobreestima clarament el valor de l'albedo. El model d'Antenucci & Imerito (2002) dóna un albedo constant durant tot el dia.

10.5 Conclusions

L'albedo de l'aigua depèn de forma important de l'elevació solar i de la proporció de radiació difusa k_d , que a la vegada depèn de la transmitància atmosfèrica k_t . Per tal d'obtenir resultats acurats de l'albedo de l'aigua en l'escala diària és aconsellable utilitzar models que incloguen l'efecte de l'elevació solar i de les diferents reflectivitats de la radiació difusa i directa. Entre aquests hi ha el model de Campbell & Aarup (1989), que és el que dóna els resultats més semblants al del model teòric.

Figura 10.11: Albedo calculat amb diferents models durant un dia (12 setembre 2003)



10.6 Referències

- ANDERSON, E. R. (1952) "Energy-Budget Studies, Water-Loss Investigations: Lake Hefner Studies" *Professional Paper 269*, Geol. Survey, U.S. Dept. of the Interior, Washington D.C.
- ANTENUCCI, J. & IMERITO, A. (2002) *The CWR Dynamic Reservoir Simulation Model DYRESM. Science Manual*. Centre for Water Research, University of Western Australia. 49 p.
- BRUNGER, A.P. & HOOPER, F. (1993a) Anisotropic sky radiance model based on narrow field of view measurements of shortwave radiance. *Solar Energy*, 51 (1), 53-64. doi: 10.1016/0038-092X(93)90042-M.
- BRUNGER, A.P. & HOOPER, F. (1993b) Erratum to Anisotropic sky radiance model based on narrow field of view measurements of shortwave radiance. *Solar Energy*, 51 (6), 523. doi: 10.1016/0038-092X(93)90138-E.
- CAMPBELL, J.W. & AARUP, T. (1989) Photosynthetically available radiation at high latitudes. *Limnology and Oceanography*, 34 (8), 1490-1499.
- CELLINO, M.; ESSYAD, K. (2004) Water temperature mitigation in streams by introducing vegetation. A practical example in Valais Canton, Switzerland. In: *Proceedings of the Fifth International Symposium on Ecohydraulics. Aquatic Habitats: Analysis & Restoration*, setembre 12-17, 2004, Madrid, Espanya, 529-535.
- CHEN, Y.D., CARSEL, R.F., MCCUTCHEON, S.C., NUTTER, W.L. (1998) Stream Temperature Simulation of Forested Riparian Areas: I. Watershed-Scale Model Development. *Journal of Environmental Engineering*, 124 (4), 304-315. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9372(1998)124:4(304).
- COLOMER J, CASAMITJANA X. (1993) A model to calculate surface energy fluxes from routine meteorological data. Application to lake Banyoles. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 25, 88-90.
- CRAWFORD, T. M.; DUCHON, C. E. (1999) An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *Journal of Applied Meteorology* 38, 474-480. doi: 10.1175/1520-0450(1999)038<0474:AIPFEE>2.0.CO;2.
- DE MIGUEL, A.; BILBAO, J.; AGUIAR, R.; KAMBEZIDIS, H.; NEGRO, E. (2001) Diffuse solar irradiation model evaluation in the North Mediterranean belt area. *Solar Energy*, 70 (2), 143-153. doi:10.1016/S0038-092X(00)00135-3.
- ERBS, D.G.; KLEIN, S.A.; DUFFIE, J.A. (1982) Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar Energy*, 28 (4), 293-302. doi: 10.1016/0038-092X(82)90302-4.
- EVANS, E.C.; MCGREGOR, G.R.; PETTS, G.E. (1998) River energy budgets with special reference to river bed processes. *Hydrological Processes*, 12, 575-595. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(19980330)12:4<575::AID-HYP595>3.0.CO;2-Y.
- HENDERSON-SELLERS, B. (1986) Calculating the Surface Energy Balance for Lake and Reservoir Modelling: A Review. *Reviews of Geophysics*, 24 (3), 625-649. doi: 10.1029/RG024i003p00625.
- KONDRATYEV, K.Y. (1969) *Radiation in the atmosphere*. Academic Press, New York. 912 p.
- LENOBLE, J. (1993) *Atmospheric radiative transfer*. A. Deepak Publishing, Hampton. 532 p.
- MEIER, W.; BONJOUR, C.; WÜEST, A.; REICHERT, P. (2003) Modeling the effect of water diversion on the temperature of mountain streams. *Journal of Environmental Engineering*, 129 (8), 755-764. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9372(2003)129:8(755).
- ORGILL, J.F. & HOLLANDS, K.G.T. (1977) Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. *Solar Energy*, 19 (4), 357-359. doi: 10.1016/0038-092X(77)90006-8.

- PAYNE, R. E. (1972) Albedo of the sea surface. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29, 959-970. doi: 10.1175/1520-0469(1972)029<0959:AOTSS>2.0.CO;2.
- PREISENDORFER, R. W. & MOBLEY, C. D. (1986) Albedos and glitter patterns of a wind-roughened sea surface. *Journal of Physical Oceanography*, 16 (7), 1293-1316. doi: 10.1175/1520-0485(1986)016<1293:AAGPOA>2.0.CO;2.
- REINDL, D.T.; BECKMAN, W.A.; DUFFIE, A. (1990) Diffuse fraction correlations. *Solar Energy*, 45 (1): 1-7. doi: 10.1016/0038-092X(90)90060-P.
- RENEWABLE RESOURCE DATA CENTER (2004, 27 gener) *Reference Solar Spectral Irradiance: Air Mass 1.5*. [en línia]. [Consulta: 10 de maig de 2004]. Disponible a: <<http://rredc.nrel.gov/solar/spectra/am1.5/>>
- SCHERRER, I. (2003) *Strategies for thermal restoration of a Chinook Salmon spawning and rearing stream using a heat transport model*. Tesi de Màster, Universität Stuttgart, Stuttgart, Alemanya. 115 p.
- SINOKROT, B.A.; STEFAN, H.G. (1994) Stream water-temperature sensitivity to weather and bed parameters. *Journal of Hydraulic Engineering*, 120 (6), 722-736. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1994)120:6(722).
- SKARTVEIT, A. & OLSETH, J.A. (1987) A model for the diffuse fraction of hourly global radiation. *Solar Energy*, 38 (4), 271-274. doi: 10.1016/0038-092X(87)90049-1.

11 COMPARISON OF MODELS FOR THE CALCULATION OF DIEL SEDIMENT-WATER HEAT FLUX FROM WATER TEMPERATURES⁵

A une profondeur médiocre, comme 3 à 4 mètres, la température observée ne varie pas pendant la durée de chaque jour ; mais elle change très-sensiblement dans le cours d'une année ; elle s'élève et s'abaisse alternativement. L'étendue de ces variations, c'est-à-dire, la différence entre le maximum et le minimum de température, n'est pas la même à toutes les profondeurs ; elle est d'autant moindre que la distance à la surface est plus grande. Les différents points d'une même verticale ne parviennent pas en même temps à ces températures extrêmes. L'étendue des variations, les temps de l'année qui correspondent aux plus grandes, aux moyennes ou aux moindres températures, changent avec la position du point dans la verticale. Il en est de même des quantités de chaleur qui descendent et s'élèvent alternativement: toutes ces valeurs ont entre elles des relations certaines, que les expériences indiquent et que l'analyse exprime très-distinctement. Les résultats observés sont conformes à ceux que la théorie fournit ; il n'y a pas d'effet naturel plus complètement expliqué. La température moyenne annuelle d'un point quelconque de la verticale, c'est-à-dire la valeur moyenne de toutes celles qu'on observerait en ce point dans le cours d'une année, est indépendante de la profondeur. Elle est la même pour tous les points de la verticale, et par conséquent celle que l'on observerait immédiatement au-dessous de la surface: c'est la température fixe des lieux profonds.

[...]

En général, la profondeur qu'il faut atteindre pour que les variations cessent d'être sensibles a un rapport très-simple avec la durée de la période qui ramène les mêmes effets à la surface. Cette profondeur est exactement proportionnelle à la racine carrée de la période. C'est pour cette raison que les variations diurnes ne pénètrent qu'à une profondeur dix-neuf fois moindre que celle où l'on observe encore les variations annuelles.

Jean Baptiste Joseph Fourier

Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires

⁵ Aquest article està en premsa. La referència és: Prats, J.; Ramos, A.; Armengol, J.; Dolz, J. (en premsa) Comparison of models for the calculation of diel sediment-water heat flux from water temperatures. *Journal of Hydraulic Engineering*. doi: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000434.

11.1 Introduction

Interest for the physical modeling of lake and reservoir hydrodynamics has a long history with a publishing record traceable to the 1960s (Raphael, 1962; Delay & Seaders, 1966; Edinger *et al.*, 1968). Concern for environmental effects of cooling effluents and reservoirs was at the root of early modeling efforts (Raphael, 1962; Delay & Seaders, 1966; Edinger *et al.* 1974). In these first modeling works, conduction through the water-sediment interface was generally neglected because of their small magnitude (Raphael, 1962) and attention was centered on heat exchange with the atmosphere (Edinger *et al.*, 1968, 1974). Posterior research such as that by Brown (1969), Likens & Johnson (1969) and Jobson (1977) helped in assessing the importance sediment-heat flux. Thanks to these and ulterior work it has been determined that heat flux between water and sediment can have substantial effects on the heat balance in streams (Brown, 1969; Jobson, 1977; Sinokrot & Stefan, 1993, 1994; Evans *et al.*, 1998) and shallow lakes or reservoirs (Likens & Johnson, 1969; Brutsaert, 1982; Tsay *et al.*, 1992) for annual (Tsay *et al.*, 1992), daily (Jobson, 1977; Sinokrot & Stefan, 1993) and hourly time scales (Sinokrot & Stefan, 1994). In wetlands, heat flux has also been observed to be prominent in daily time scales (Smith, 2002). Nowadays sediment heat flux calculation is included in many river and stream water temperature models (Shen & Chiang, 1984; Kim & Chapra, 1997; Siviglia & Toro, 2009) and lake hydrodynamics models (Tsay *et al.*, 1992; Fang & Stefan, 1996). While the first 1-D lake hydrodynamics models that included sediment heat flux did not consider it for all layers (Tsay *et al.*, 1992), posterior developments calculated heat flux for all the layers of the water mass (Fang & Stefan, 1996).

Sediment-water heat exchange can take place by different processes (conduction, convection and advection), although it is usually calculated as a conduction process by using the heat conduction equation (Brutsaert, 1982; Hondzo & Stefan, 1994; Fang & Stefan, 1998)

$$\frac{\partial T_b}{\partial t} = \alpha_b \frac{\partial^2 T_b}{\partial z^2}, \quad (1)$$

where $T_b(z, t)$ is the riverbed temperature at depth z at time t , and α_b is the sediment thermal diffusivity:

$$\alpha_b = k_b / \rho_b C_b, \quad (2)$$

where k_b is the sediment thermal conductivity, ρ_b is the sediment density, C_b is the volumetric heat capacity of the sediment, Eq. (1), with the necessary boundary conditions, can be solved numerically by finite differences (Sinokrot & Stefan, 1993; 1994; Kim & Chapra, 1997; Fang & Stefan 1998) or analytically. Analytical solutions used in water temperature models include the semi-infinite solid or homogeneous slab with an unsteady-state heat flux (Jobson, 1977). Much more common is considering a simplified sinusoidal surface flux (Brutsaert, 1982; Tsay *et al.*, 1992; Kim & Chapra, 1997), although no analysis on the consequences of this simplification has been published.

Many solutions to the partial differential problem of Eq. (1) depend on boundary conditions, which often must be estimated. Given the difficulties in measuring sediment temperatures in water bodies, sediment temperatures at different depths usually are lacking and only the surface boundary condition, i.e. the temperature measured at the sediment surface or the water temperature, is available due to the difficulty in installing temperature probes in great rivers and deep lakes or reservoirs. To overcome this problem Jobson (1977) considered the initial condition to be a constant temperature profile. Instead, Fang & Stefan (1998) studied sediment temperature at 10 m deep relating it to Secchi depth and lake geometry. Other options to face the problem consist in using theoretical solutions that do not need of initial sediment temperatures, such as the sinusoidal surface heat flux. However, neither a comparison between different methods of estimating sediment heat flux nor the influence of different initial boundary conditions on heat flux estimations have been studied.

If enough sediment temperature information is available, sediment-water heat exchange can be calculated by integrating sediment temperature profiles and determining its rate of change (Tsay *et al.*, 1992; Hondzo & Stefan, 1994; Fang & Stefan, 1998)

$$H_b = -\rho_b C_b \frac{\partial}{\partial t} \int_0^\infty T_b(z, t) dz. \quad (3)$$

H_b is positive when sediment loses heat towards the water and negative when there is transference of heat from the water to the sediment. In spite of the simplicity of Eq. (3),

sediment-water heat exchange calculation from measured sediment temperature is a severely ill-posed problem because of the sensibility of the solution of the inverse problem to measurement noise (Beck & Woodbury, 1998). Diverse solutions to the 1-D inverse heat conduction problem (IHCP) have been developed (Beck *et al.*, 1996; Taler *et al.*, 1996; Ji *et al.*, 1997; Beck & Woodbury, 1998; Shenefelt *et al.*, 2002). Notwithstanding the wide research in solving IHCPs, this methodology has scarcely been applied to water temperature modeling, with the exception of the work of Hondzo & Stefan (1994).

Apart from lake hydrodynamics modeling, the calculation of sediment heat flux in water bodies can have hydrological applications such as the calculation of evaporation by the heat balance method (Brutsaert, 1982) or the estimation of groundwater flow (Silliman *et al.*, 1995). Also, hyporheic temperatures influence life cycles and metabolic rates of benthic communities as well as fish egg development (Shepherd *et al.*, 1986; Evans & Petts, 1997; Malcolm *et al.*, 2002; Smith, 2002). In consequence, given the concern for global change consequences, which include a reduction of precipitation, higher temperatures and higher evapotranspiration in the Iberian Peninsula (Moreno, 2005), water sediment heat flux simulation can be of interest for water resources management and the estimation of climate change ecological effects. It is of special interest to develop accurate ways of estimating sediment heat flux from water temperatures in relation to remote sensing and global change applications, where sediment temperatures are not usually known (Holmes *et al.*, 2008).

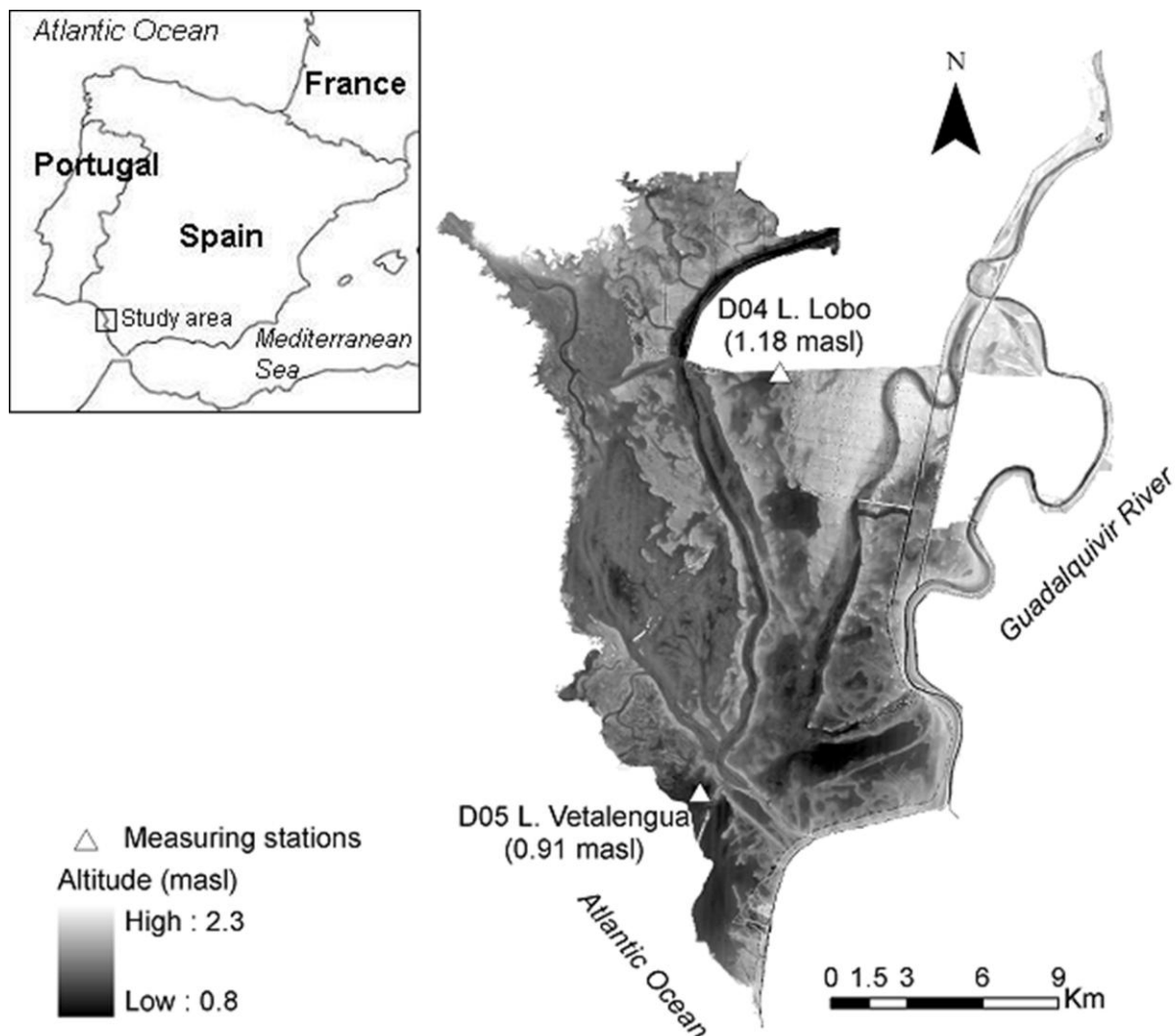
In this paper, sediment temperature is measured every 10 minutes at different depths between the surface and at 1 m depth at Doñana National Park marshland. Beck's SFSM is used to calculate water sediment heat flux from sediment temperatures to overcome the important measurement noise respect to water temperature variation caused by the short time step. Sediment-water heat exchange is estimated from surface temperature by using different models on the daily time scale: *i*) the general theoretical solution of the heat conduction equation and estimated depth varying temperature profile, *ii*) the same general solution and constant estimated initial temperature profile, *iii*) the solution of the heat conduction equation assuming the surface sediment temperature to be a time-dependent harmonic function, and *iv*) the solution of the heat conduction equation for a sinusoidal surface temperature. The last two cases do not require an initial profile. The results obtained with the different models are compared.

11.2 Study area and instrumentation

This study was undertaken in Doñana National Park marshland. The park is located in southwest Spain, in the Guadalquivir River estuary, and extends over an area of 54 252 ha, of which 27 000 ha correspond to marshland. This is one of the most important wetlands in the Iberian Peninsula. In order to inform management decisions, there is some research in course in order to apply a numerical hydrodynamic model to Doñana wetland (Dolz *et al.*, 2005; Bladé & Gómez, 2006) with the aid of remote sensing (Marti-Cardona *et al.*, 2010) and hydro-meteorological data. Since autumn 2004, our research group has used measuring stations within Doñana

Figura 11.1: Maresmes del Parc Nacional de Doñana i estacions de mesura. Escala de color de l'elevació i cota en cada estació

Figure 11.1: Doñana National Park marshland and measuring stations. Elevation color scale and site elevation at each station



National Park to collect meteorological, water temperature and water level data (Figure 11.1). At some of these stations, Campbell pt100 thermistors (precision 0.1 °C) have also been installed to measure sediment temperature. Double probes have been installed at different depths (0.01, 0.25, 0.5, 0.75, 1.00 m) in the sediment. The temperature was measured every minute and the mean was saved every 10 min in Campbell dataloggers. The data were periodically downloaded by modem.

In this paper, data from two stations are used: Lucio del Lobo (UTM coordinates 29N $x = 736346$ $y = 4106237$) from December 5, 2004 to April 23, 2005, and Lucio de Vetallengua (UTM 29N $x = 733189$ $y = 4089572$) from October 18, 2006 to July 16, 2007. In both cases the marshes were flooded throughout the study period (Figure 11.2). The marshes usually begin to flood from October to November, depending on precipitation and inflows (García & Marín, 2005). From February to March, equilibrium between inflows and evapotranspiration is attained. The marsh subsequently dries when evapotranspiration increases and precipitation diminishes. During the summer, the marshes are dry.

Figura 11.2: Nivell mitjà diari de l'aigua a les estacions del Lucio del Lobo (any hidrològic 2004/05) i del Lucio de Vetallengua (any hidrològic 2006/07)

Figure 11.2: Mean daily water level at Lucio del Lobo (hydrologic year 2004/05) and Lucio de Vetallengua (hydrologic year 2006/07) stations

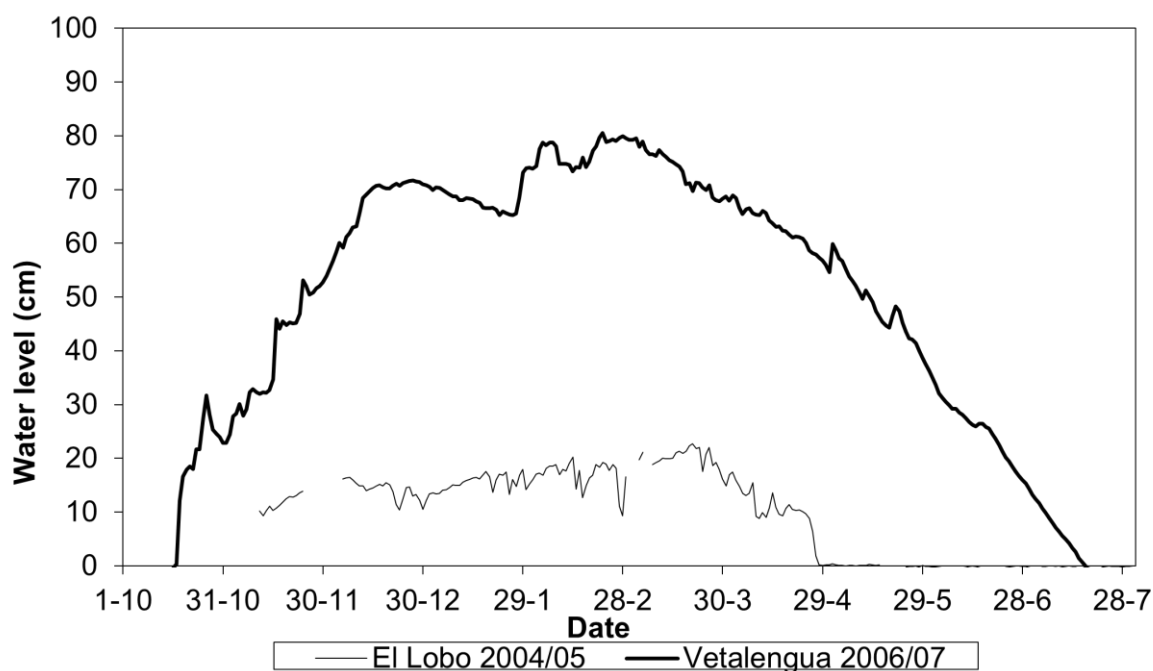
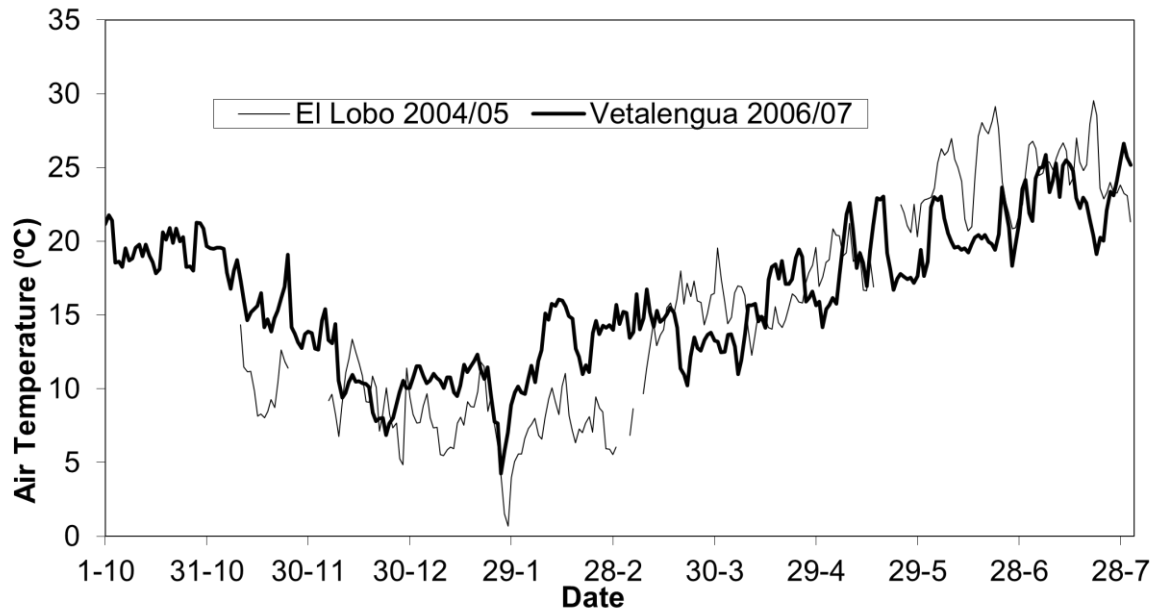


Figura 11.3: Temperatura mitjana diària de l'aire a les estacions del Lucio del Lobo (2004/05) i del Lucio de Vetallengua (2006/07) des de l'1 d'octubre fins al 31 de juliol

Figure 11.3: Mean daily air temperature at Lucio del Lobo (2004/05) and Lucio de Vetallengua (2006/07) stations from October 1 to July 31



There are some blanks in the Lucio del Lobo data series because of instrumentation breakdowns. The sensors installed at 0.5 m malfunctioned shortly after installation and could not be replaced during the study period. Figure 11.3 shows the air temperature measured at Lucio del Lobo and Lucio de Vetallengua stations.

11.3 Methods

In this study, sediment-water heat exchange was calculated from the measured sediment temperature data applying Beck's sequential function specification method, SFSM, (Beck *et al.*, 1985, 1996; Beck & Woodbury, 1998) to solve the ICHP. Four different mathematical models based on theoretical solutions to the heat conduction equation were then used, in addition to different initial and boundary conditions, to estimate the same heat flux. The models were implemented in Matlab using sediment thermal properties determined beforehand. Results obtained with the different models were compared.

11.3.1 Heat exchange calculation

Beck's SFMS is a simple, computationally efficient, sequential method that uses sediment temperature sensitivities and future sediment temperature measurements to calculate heat flux (Beck *et al.*, 1985, 1996; Beck & Woodbury, 1998). Briefly, the method minimizes the sum of square errors function for the R future measurements to obtain the expression of heat flux at time t_M

$$H_b(t_M) = \frac{\sum_{i=1}^R \left(\hat{T}_{M+i-1} - \sum_{k=1}^{M-1} H_b(t_k) \Delta \varphi_{M-k+i-1} - T_0 \right) \varphi_i}{\sum_{i=1}^R \varphi_i^2} \quad (4)$$

where heat flux $H_b(t_M)$ is assumed to be constant from time t_{M-1} to t_{M+R-1} , $\hat{T}_i = \hat{T}(z, t_i)$ is estimated temperature at depth z and time t_i , $T_0 = T(z, 0)$ is initial measured temperature at depth z , $\varphi_i = \varphi(z, t_i)$ are sensitivity coefficients of sediment temperature to heat flux at depth z and time t_i , and

$$\Delta \varphi_i = \varphi_{i+1} - \varphi_i \quad \Delta \varphi_i = \varphi_{i+1} - \varphi_i. \quad (5)$$

The number of future measurements used was to avoid errors derived from using future times (Beck *et al.* 1985). Beck's method allows the calculation of heat flux by using sediment temperatures at any single depth inside the sediment but also from two or more sediment temperature signals measured at different depths. The method was applied only to the surface sensor to obtain the sediment-water heat flux, because when applied to deeper sensors the method became unstable. Beck's method stability depends on the temporal discretization and the number of future measurements used (R). Stability may be obtained by increasing R or by decreasing the discretization (Liu 1996). As our measurements were taken every 10 min we could not reduce the discretization. Then, daily heat waves need of the order of several hours to attain 0.25 m deep. In consequence, for such a small discretization, it would have been necessary to increase R importantly with a significant associated error increment.

11.3.2 Heat exchange simulation

The theoretical solutions from which the models are derived are the general solution of the heat conduction equation for a homogeneous semi-infinite solid, and the solution for the same type of solid when surface temperature is a harmonic function of time or can be expressed as a time-dependent Fourier series. Both solutions can be found in Carslaw & Jaeger (1959). Sediment temperatures given as input for the models were smoothed with a 1-hour moving average to filter out part of the measurement noise.

11.3.2.1 Models M1 and M2

Models M1 and M2 were obtained from the general solution of the heat conduction equation for a semi-infinite solid (Carslaw & Jaeger, 1959), a different initial condition being used for each model. Models M1 and M2 differ in their initial condition $f(z)$. In model M1 the initial condition is the expected temperature profile if the surface temperature has a sinusoidal behavior along the year

$$f_1(z) = T_{b,y} + C_y e^{-\eta_y z} \cos(\omega_y t - \eta_y z + e_y), \quad (6)$$

where $\omega_y = 2\pi/\text{year}$, $\eta_y = \sqrt{\omega_y / 2\alpha_b}$ and making $t = 0$. The mean local groundwater temperature, $T_{b,y}$, can be estimated from mean annual air temperature (Todd, 1980; Fang & Stefan, 1998) and a value of 19.09 °C was assigned to it for both stations. The annual surface temperature amplitude C_y (9.78 °C at Lucio del Lobo and 6.86 at Lucio de Vetalegua) and phase e_y (2.58 at Lucio del Lobo and 3.07 at Lucio de Vetalegua) were estimated by least squares using the experimental data for $z = 0$. The estimated initial profile was a rather rough guess at Lucio del Lobo, with a correlation coefficient of 0.37 and mean error of 1.31 °C, and more accurate for Lucio de Vetalegua station, with a correlation coefficient of 0.89 and mean error of -0.48 °C. In model M2 initial temperature was assumed to be constant in the entire profile and equal to surface initial temperature

$$f_2(z) = T_b(0,0) \quad (7)$$

When no sediment temperature data are available, this is often the only initial condition hypothesis that can be taken into account (e.g. Jobson, 1977).

Assuming the initial and boundary conditions are

$$\begin{aligned} T_b(z,0) &= f(z) \\ T_b(0,t) &= g(t) \end{aligned} \quad (8)$$

where $f(z)$ is the sediment initial temperature and $g(t)$ the sediment surface temperature, which is equal to the water temperature, the general solution of the heat conduction equation for a homogeneous solid is

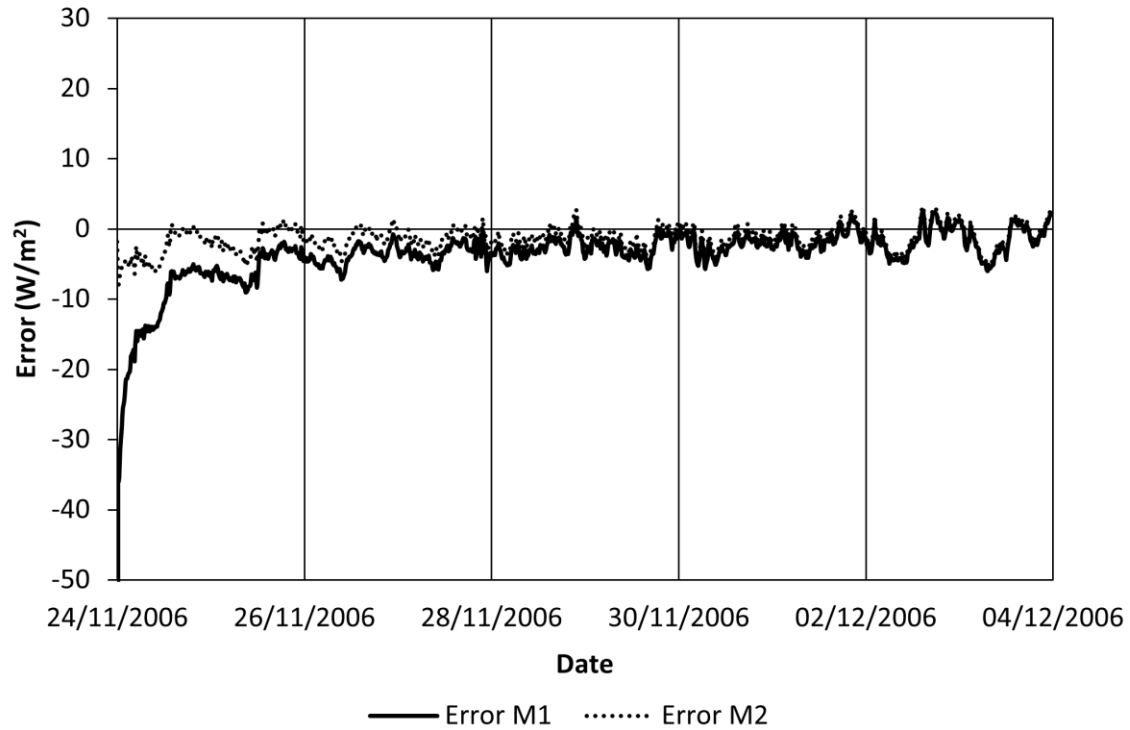
$$\begin{aligned} T_b(z,t) &= \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{z/(2\sqrt{\alpha_b t})}^{\infty} g\left(t - \frac{z^2}{4\alpha_b \mu^2}\right) e^{-\mu^2} d\mu + \\ &+ \frac{1}{2\sqrt{\pi\alpha_b t}} \int_0^{\infty} f(\lambda) \left[e^{-\frac{(z-\lambda)^2}{4\alpha_b t}} - e^{-\frac{(z+\lambda)^2}{4\alpha_b t}} \right] d\lambda \end{aligned} \quad (9)$$

where the parameters μ and λ are integration variables. This method allows sediment temperature to be calculated according to depth and time.

Once sediment temperature is known, sediment-water heat exchange is obtained through numerical integration of Eq. (3) down to a given depth L . The integration depth depends on the duration of the heat flux. For diurnal water temperature variation the sensitive bed thickness is only 0.25-0.30 m (Jobson, 1977; Hondzo & Stefan, 1994), and for a heat flux of 1 week the sensitive thickness is 0.80 m (Hondzo & Stefan, 1994). For the seasonal time scale heat storage does not penetrate significantly below 6 m (Hondzo *et al.*, 1991), and a depth of 10 m has also been used (Fang & Stefan, 1996, 1998). In this paper calculations were made for integration depths of 6 and 10 m, and no significant difference was observed. Results only for $L = 10$ m are presented. The assumption of the initial boundary condition implies the possibility of a significant difference with regard to the actual initial temperature. Consequently, at the beginning of the study period, the estimated heat flux is not reliable and as the simulation time advances, the estimated values converge to the real values. If estimated initial temperatures differ importantly from actual initial temperatures, the time of convergence can be very long (Fang and

Figura 11.4: Error d'estimació dels models M1 i M2 al llarg d'un període de 10 dies (24 de novembre a 3 de desembre de 2006) a l'estació del Lucio de Vetallengua

Figure 11.4: Estimation error of models M1 and M2 in a 10 day period (24 November to 3 December 2006) at Lucio de Vetallengua station



Stefan 1998). In our case, calculations showed that after 3 days the error of the heat flux estimations stabilized (Figure 11.4). Therefore, when H_b is calculated using model M1 or M2 for a given time period, the calculations were initiated 3 days beforehand. Afterwards, only the values corresponding to the period of interest were used.

11.3.2.2 Model M3

Model M3 uses the solution of the heat conduction equation for a semi-infinite solid when the surface temperature is a harmonic function of time (Carslaw & Jaeger, 1959). In particular, model M3 uses the simplest case, which consists in assuming that the surface temperature has a daily sinusoidal behavior such as

$$T_b(0,t) = T_{b,d} + C_d \cos(\omega_d t + e_d) \quad (10)$$

where C_d , ω_d , and e_d are amplitude, angular frequency and phase of the sinusoidal surface temperature, respectively, and $T_{b,d}$ is the mean daily temperature at the surface. The sediment temperature in the steady state can then be expressed as

$$T_b(z,t) = T_{b,d} + C_d e^{-\eta_d z} \cos(\omega_d t - \eta_d z + e_d) \quad (11)$$

where $\omega_d = 2\pi/1\text{day}$, $\eta_d = \sqrt{\omega_d/2\alpha_b}$, $\eta_d = \sqrt{\omega_d/2\alpha_b}$. Thus, from Eqs. (3) and (11), the sediment-water heat exchange is

$$H_b = -\rho_b C_b \frac{\partial}{\partial t} \int_0^\infty T_b(z,t) dz = C \rho_b C_b \sqrt{\omega \alpha_b} \sin(\omega t + \varepsilon - \pi/4). \quad (12)$$

Furthermore, making $t = 0$ in Eq. (11), an initial condition of the f_1 kind (Eq. 6) is obtained.

Moreover, deriving Eq. (11) for $z = 0$, the surface temperature variation is obtained as

$$\left. \frac{\partial T_b}{\partial t} \right|_{z=0} = -C_d \omega_d \sin(\omega_d t + e_d) \quad (13)$$

Considering that in our case the period is equal to 1 day, the phase difference of $\pi/4$ rad equals three hours. Thus, from Eqs. (12) and (13), we can write the relation between H_b and the temperature variation at the surface as

$$H_b = -\rho_b C_b \sqrt{\frac{\alpha_b}{\omega_d}} \left. \frac{\partial T_b(z, t - \delta)}{\partial t} \right|_{z=0} \quad (14)$$

with $\delta = 3$ hours. While T_b in Eq. (14) could be estimated by fitting Eq. (11) by least squares, in this paper measured surface sediment temperature was assumed to be approximately sinusoidal and was substituted directly in Eq. (14). One of the most notable characteristics of this method is that an initial condition is not necessary.

11.3.2.3 Model M4

Model M4 is based on the same theoretical solution as model M3, but considers the more complex case of expressing the surface temperature as a Fourier series

$$T_b(0,t) = T_{b,d} + \sum_{n=1}^N C_n \cos(n\omega_f t + e_n) \quad (15)$$

where N is the number of harmonics and

$$\omega_f = 2\pi / P \quad (16)$$

is the fundamental frequency, with P the length of time of the data segment. C_n and e_n are, respectively, amplitude and phase of the n -th harmonic. We made N equal to 24 times the number of days of the period of interest, so that the maximum frequency used was 1.0 h^{-1} . H_b is calculated as

$$H_b(t) = \rho_b C_b \sum_{n=1}^N C_n \sqrt{n\omega_f \alpha_b} \sin(n\omega_f t + e_n - \pi/4). \quad (17)$$

C_n and e_n can be expressed as

$$C_n = \sqrt{A_n^2 + B_n^2} \quad (18)$$

$$e_n = \tan^{-1}(-B_n/A_n) \quad (19)$$

with

$$A_n = \frac{2}{M} \sum_{i=1}^M T_b(0,t_i) \cos \frac{2\pi n i}{M} \quad (20)$$

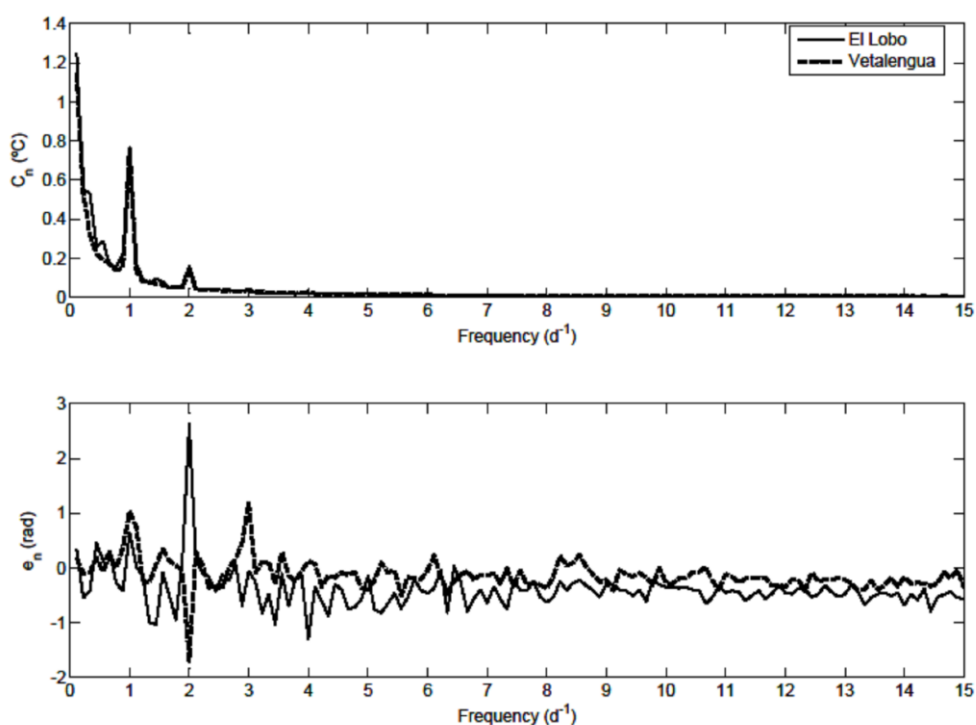
$$B_n = \frac{2}{M} \sum_{i=1}^M T_b(0,t_i) \sin \frac{2\pi n i}{M} \quad (21)$$

where M is the total number of measurements in the period P .

Fourier coefficients were calculated for each week in the study period. However, an overshoot of the Fourier series occurring at discontinuity points, known as Gibbs phenomenon (Braun, 2008), often appeared at both extremes of the series of interest. To overcome this problem, the previous and subsequent days were added to the series of interest to fit the Fourier series. Consequently, as the period of interest was 1 week long, the data series used for the calculations was 9 days long. At the end of the process only the data corresponding to the period of interest were taken and the extremes were discarded. Mean values of the Fourier parameters C_n and e_n are shown in Figure 11.5. Agreement between measured sediment surface temperatures and temperatures estimated by Fourier series was very high, with mean square errors of the order of $10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^2$ and correlation coefficients of 0.999.

Figura 11.5: Coeficients de Fourier per a les estacions del Lucio del Lobo i del Lucio de Vetallengua (Parc Nacional de Doñana). Mitjana de totes les setmanes estudiades

Figure 11.5: Fourier coefficients for Lucio del Lobo and Lucio de Vetallengua stations (Doñana National Park). Mean of all weeks studied



11.3.3 Thermal properties

In aquatic ecosystems thermal diffusivity α_b can take values between 0.12 and $1.27 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Fang & Stefan, 1998). In this study, α_b was determined from the solution to the heat conduction equation for a sinusoidal surface temperature. Temperature fluctuations travel at a rate of $\sqrt{2\alpha_b\omega}$ (Carslaw & Jaeger, 1959). Eq. (11) for the different depths z was fitted by least squares to the measured surface temperature using all the measurements for every day of the study period and for both stations. The days with a better fit ($r > 0.98$) were selected. For these days, the time needed for the maximum daily temperature to reach a depth of 0.25 m was calculated. This value was used to calculate α_b for each of the selected days. At Lucio del Lobo, 16 out of 106 cases fulfilled the chosen conditions. The thermal diffusivity at this station showed a value of $3.28 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, (95% confidence interval of $2.92\text{-}3.63 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). At Lucio de Vetalegua, conditions were met on 38 out of 270 days. The estimated value was slightly lower, $2.07 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (95% confidence interval of $2.02\text{-}2.12 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$).

The sediment heat capacity, $\rho_b C_b$, of lakes and rivers lies in the range $1.4\text{-}3.8 \times 10^6 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$, depending on their composition (Hondzo & Stefan, 1994; Fang & Stefan, 1998). Moreover, several authors (Likens & Johnson, 1969; Jobson, 1977; Tsay *et al.*, 1992; Silliman *et al.*, 1995; Kim & Chapra, 1997; Fang & Stefan, 1998) have used values between $2.0\text{-}4.2 \times 10^6 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$ in their models to estimate sediment-water heat exchange, although the most frequently used values are around $2.0\text{-}2.5 \times 10^6 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$.

Sediment heat capacity can be estimated from the volume fractions of the different sediment components (Brutsaert, 1982; Hondzo & Stefan, 1994)

$$\rho_b C_b = \rho_m \theta_m C_m + \rho_c \theta_c C_c + \rho_w \theta_w C_w + \rho_a \theta_a C_a, \quad (22)$$

where ρ_* is the density, θ_* is the volume fraction, and C_* is the volumetric heat capacity of the sediment (b) and of its components: mineral (m), organic matter (c), water (w), air (a). In aquatic ecosystems the sediment is usually saturated. Then Equation (12) can be simplified giving

$$\rho_b C_b = \rho_m \theta_m C_m + \rho_c \theta_c C_c + \rho_w \theta_w C_w. \quad (23)$$

Doñana marshland sediment mainly contains fine silt, clay and sand (Ruiz *et al.*, 2004; Reina *et al.*, 2006). The organic matter content in the sediment is about 5% of dry weight in non-vegetated zones and about 6-8% in areas covered by macrophytes (Reina *et al.*, 2006). Water content in marsh sediments was observed to be between 50% and 200% of the dry weight, depending on draining conditions and the consolidation degree of the sediment (Crooks *et al.*, 2002). The heat capacities of the main components of Doñana National Park marshland are $4.166 \times 10^6 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$ for water, $1.212 \times 10^6 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$ for sand, $1.285 \times 10^6 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$ for clay, and $2.504 \times 10^6 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$ for organic matter (Brutsaert, 1982; Incropera & DeWitt, 1996). Taking into account the range in variation of water content in marsh soils found by Crooks *et al.* (2002), the organic matter content observed by Reina *et al.* (2006) and the fact that the heat capacities of sand and clay are very similar, we can deduce from Eq. (13) that sediment heat capacity in Doñana National Park should be between $2.2\text{-}3.2 \times 10^6 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$. In this paper, we use the mean value of this range, which is $2.7 \times 10^6 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ m}^{-3}$.

11.3.4 Goodness of fit

The goodness of fit of the models used was assessed according to the mean square error (MSE) and the correlation coefficient (r) of the mean daily heat flux estimations vis-à-vis the heat flux calculated by applying Beck's method. The temperature between the measurement points was interpolated linearly.

11.4 Results

11.4.1 Measured temperature

The soil temperature at the surface is equal to the water temperature. The daily variations of temperature weaken quickly with depth, while the variations at longer periods are visible even to a depth of 1 m, though with a lower amplitude and a certain delay (Figure 11.6). The sediment temperature at the surface at Lucio del Lobo station varied between 6 and 19 °C in the study period, while at 1 meter depth it varied between 13 and 19 °C. The mean daily range of temperature at the surface was about 2 °C (Figure 11.7), although on December 29 the daily range reached 5 °C because of an important increase in air temperature. At 0.25 m depth, the mean range was 0.4 °C, while at 0.75 and 1.0 m the range only reached 0.1-0.2 °C, little more than the precision of the temperature probe.

Figura 11.6: Temperatura del sediment a diferents profunditats. Lucio del Lobo (Parc Nacional de Doñana), 5 de desembre de 2004 a 23 d'abril de 2005

Figure 11.6: Sediment temperature at different depths. Lucio del Lobo (Doñana National Park), December 5, 2004 to April 23, 2005

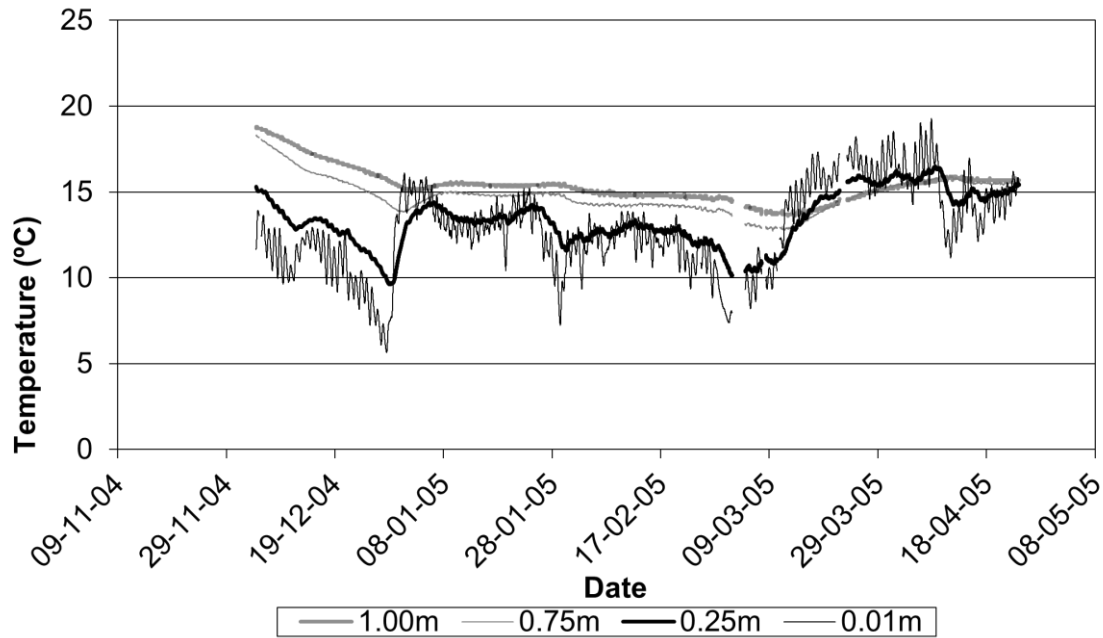
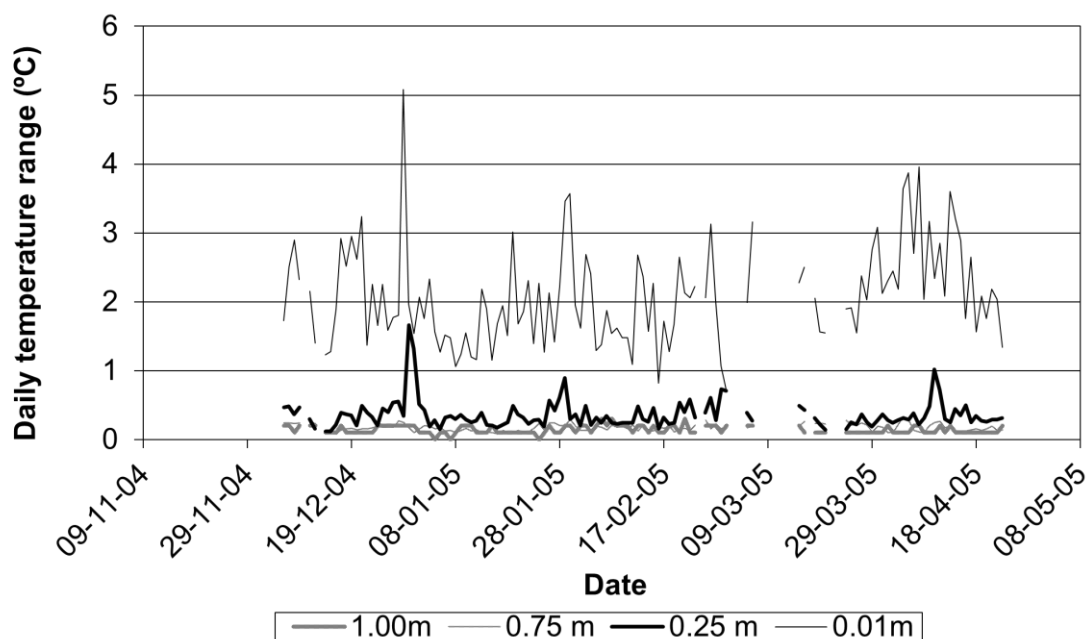


Figura 11.7: Rang diari de la temperatura del sediment a diferents profunditats. Hi ha espais buits en la sèries de dades. Lucio del Lobo (Parc Nacional de Doñana), 5 de desembre de 2004 a 23 d'abril de 2005

Figure 11.7: Daily range of sediment temperature at different depths. There are gaps in the temperature data series. Lucio del Lobo (Doñana National Park), December 5, 2004 to April 23, 2005



The measurements taken at Lucio de Vetallengua station from October 18, 2006 to July 16, 2007 showed similar characteristics (Figure 11.8). The sediment temperature at the surface decreased from October. In January, it began to increase and remained at values between 6 °C at the end of January and 31 °C in July. At greater depths, the temperature followed the same trend, but the thermal amplitude was weaker and experienced a delay that increased with depth. At 1 meter depth the temperature remained between approximately 14 and 24 °C. The range of variation of the surface temperature fluctuated throughout the study period (Figure 11.9). In October 2006 it was around 2.5 °C and decreased to values of around 1 °C at the end of the year. It later rose to values of around 2.5 °C in April 2007. From April until mid-June, the mean daily range decreased. Finally, around the end of the study period, the range of daily temperature variation increased notably because of the low water level (Figure 11.2) and high incoming solar radiation. At 0.25 m depth the mean daily range was 0.3 °C and at greater depths it was around 0.1 °C.

Figura 11.8: Temperatura del sediment a diferents profunditats. Lucio de Vetallengua (Parc Nacional de Doñana), 18 d'octubre de 2006 a 16 de juliol de 2007

Figure 11.8: Sediment temperature at different depths. Lucio de Vetallengua (Doñana National Park), October 18, 2006 to July 16, 2007

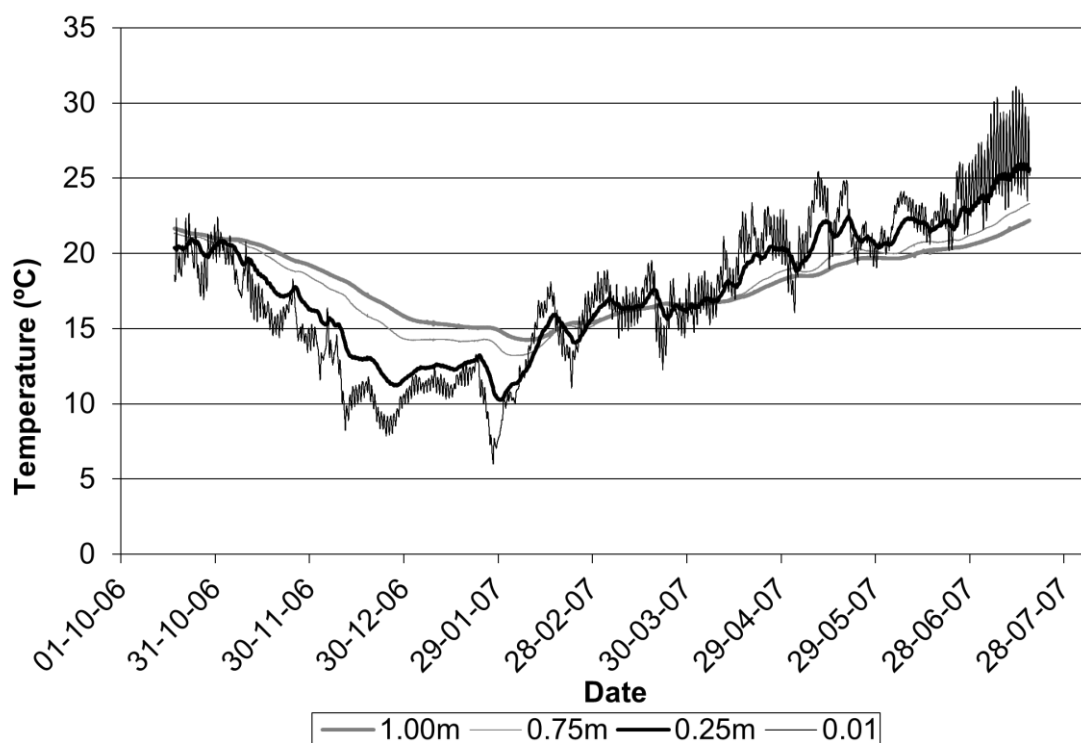
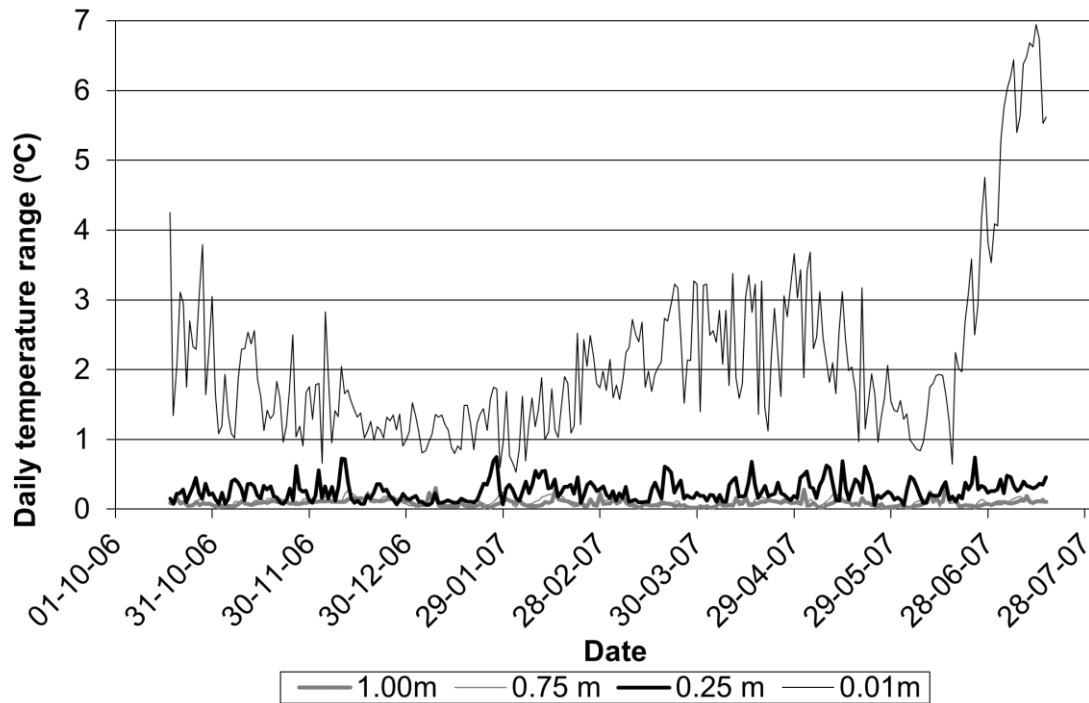


Figura 11.9: Rang diari de la temperatura del sediment a diferents profunditats. Lucio de Vetallengua (Parc Nacional de Doñana), 18 d'octubre de 2006 a 16 de juliol de 2007

Figure 11.9: Daily range of sediment temperature at different depths. Lucio de Vetallengua (Doñana National Park), October 18, 2006 to July 16, 2007



11.4.2 Sediment-water heat exchange

Figure 11.11 shows the mean daily value of H_b and the daily maxima and minima from December 5, 2004 to April 23, 2005 at Lucio del Lobo. Figure 11.10 shows the same variables at Lucio de Vetallengua, from October 18, 2006 to July 16, 2007. The mean daily sediment-water heat exchange was low in general and, in absolute values, it rarely exceeded 10 W/m^2 . The mean daily heat exchange was more than 10 W/m^2 for 6% of the time at Lucio del Lobo and only 0.4% of the study period at Lucio de Vetallengua. At Lucio del Lobo, at the end of December 2004, heat loss from the sediment to the water was observed with a mean daily value of up to -17 W/m^2 . The cause was a sharp increase in water temperature of 7°C in three days (Figure 11.4). H_b showed a daily cycle varying in general between -30 and 30 W/m^2 approximately during the day. The maximum H_b values were observed in the morning (0800-1000 h, solar time) and the minimum values in the afternoon (1600-1800 h, solar time). At Lucio del Lobo, the minimum values of H_b occasionally attained -50 W/m^2 and the maximum values 35 W/m^2 . At

Lucio de Vetallengua, however, heat flux variability depended on the period. In December and January, H_b varied between -10 and 10 W/m^2 . At the end of June, instead, the thermal range increased, attaining a daily maximum of 32 W/m^2 and a minimum of -55 W/m^2 because of a reduction in the water level.

Figura 11.11: Mitjana diària de l'intercanvi de calor entre l'aigua (línia contínua) i el substrat i màxims i mínims diaris (línies discontinües). Lucio del Lobo (Parc Nacional de Doñana), 5 de desembre de 2004 a 23 d'abril de 2005

Figure 11.11: Mean daily sediment-water heat exchange (solid line) and daily maxima and minima (broken lines). Lucio del Lobo (Doñana National Park), December 5, 2004 to April 23, 2005

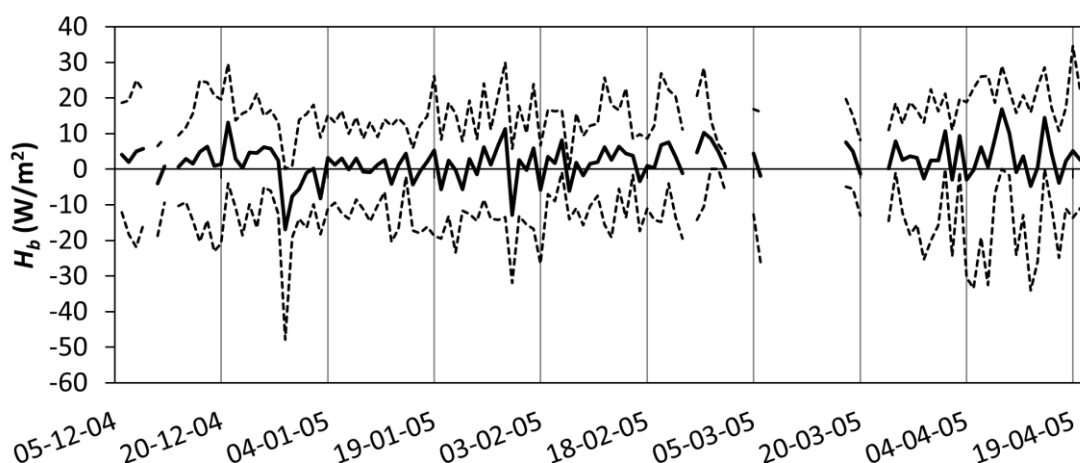
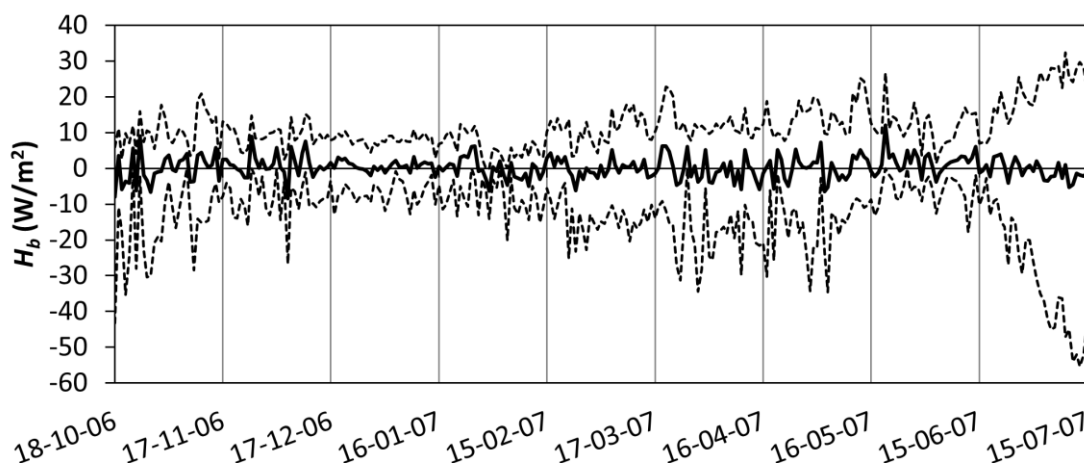


Figura 11.10: Mitjana diària de l'intercanvi de calor entre l'aigua (línia contínua) i el substrat i màxims i mínims diaris (línies discontinües). Lucio de Vetallengua (Parc Nacional de Doñana), 18 d'octubre de 2006 a 16 de juliol de 2007

Figure 11.10: Mean daily sediment-water heat exchange (solid line) and daily maxima and minima (broken lines). Lucio de Vetallengua (Doñana National Park), October 18, 2006 to July 16, 2007



11.4.3 Model behavior

The calculation of the heat exchange every 10 min during a week with a program compiled in Matlab on a Pentium 4, 3.4 GHz, computer was immediate for model M3, took 0.4 s for model M4 and took about 400 s for models M1 and M2. The results of model behavior are shown in Table 11.1. According to the MSE results, M2 and M4 were the most accurate models at Lucio del Lobo and M1 and M4 were the most accurate at Lucio de Vetalegua. Model M3 was the least accurate whatsoever. As for the correlation coefficient, model M4 produced the best results at both stations, followed by model M2 at Lucio del Lobo and by model M1 at Lucio de Vetalegua.

Taula 11.1: Error quadrat mig (MSE) i coeficient de correlació d' H_b mig diari estimat utilitzant diferents models en relació a l'intercanvi de calor mesurat

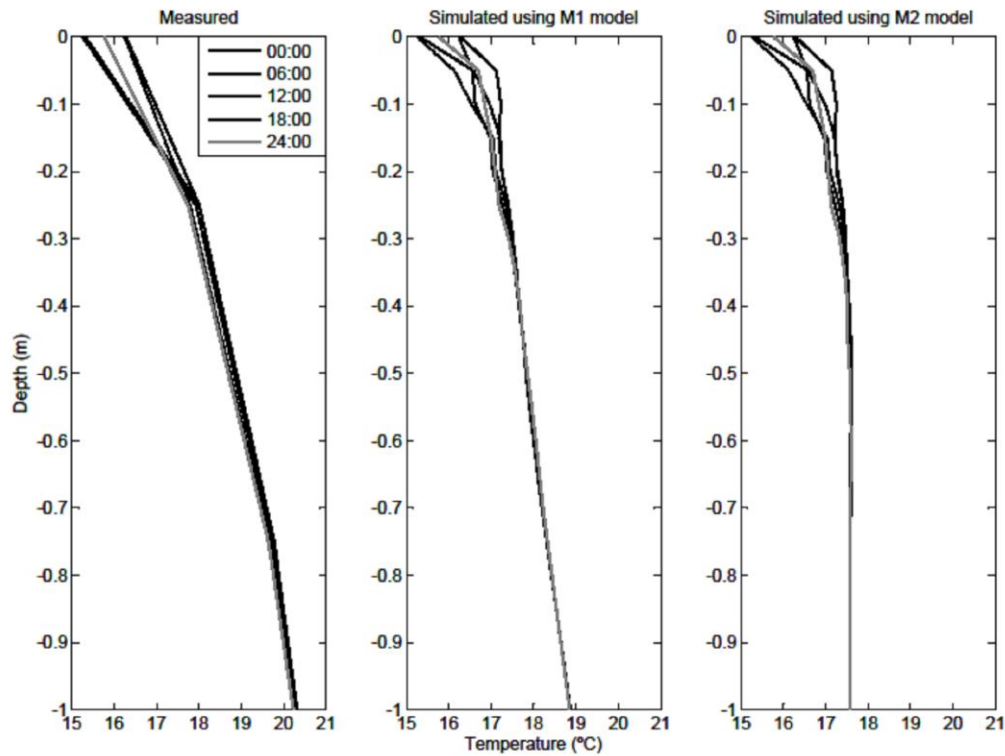
Table 11.1: Mean square error (MSE) and correlation coefficient of the mean daily H_b estimated using different models in relation to the measured heat exchange

Models	Lucio del Lobo		Lucio de Vetalegua	
	MSE (°C ²)	<i>r</i>	MSE (°C ²)	<i>r</i>
M1	17.90	0.96	9.03	0.95
M2	9.08	0.97	9.88	0.94
M3	57.39	0.80	28.87	0.81
M4	9.57	0.97	5.78	0.97

Figure 11.12 shows measured and simulated sediment temperature profiles every 6 hours during a full day at Lucio de Vetalegua. The simulated profiles are very similar down to about 0.30-0.40 m, which is the active sediment depth. Below this depth, the behavior of simulated temperature differs between the models, but given that daily temperature variations are insignificant they do not affect heat flux estimations. The active depth cannot be determined from measured temperatures because of measurement errors, which makes deep temperature measurements vary more than estimations, and because of the great distance between sensors.

Figura 11.12: Perfils de temperatura del sediment mesurats i simulats amb els models M1 i M2, al Lucio de Vetallengua (Parc Nacional de Doñana), 29 de novembre de 2006

Figure 11.12: Sediment temperature profiles measured and simulated with models M1 and M2, at Lucio de Vetallengua (Doñana National Park), November 29, 2006



The detailed 10-min results (Figure 11.14 and Figure 11.13) show that models M1 and M2 provide rather similar estimations. Model M4 also follows the measured data quite accurately. Model M3, however, does not provide good estimations when there are sharp variations in H_b (Figure 11.14). When the thermal behavior is uniform in the study period, model M3 results are acceptable (Figure 11.13). Figure 11.15 compares the 10-min estimations made using each of the models for the Lucio del Lobo data. The calculations were made separately for each week in the study period. Also, in this figure M3 shows the worst performance, having the highest dispersion and the lowest slope respect to H_b calculated with Beck's method. Errors in estimating sediment-water heat flux can be due to the different ability of the models to include the effect of heat flux components with duration longer than a week, especially the annual one.

Figura 11.14: Intercanvi de calor entre l'aigua i el sediment, mesurat i estimat amb els models M1-M4 des del 25 de desembre de 2004 a l'1 de gener de 2005

Figure 11.14: Sediment-water heat exchange, measured and estimated with models M1-M4 from December 25, 2004 to January 1, 2005

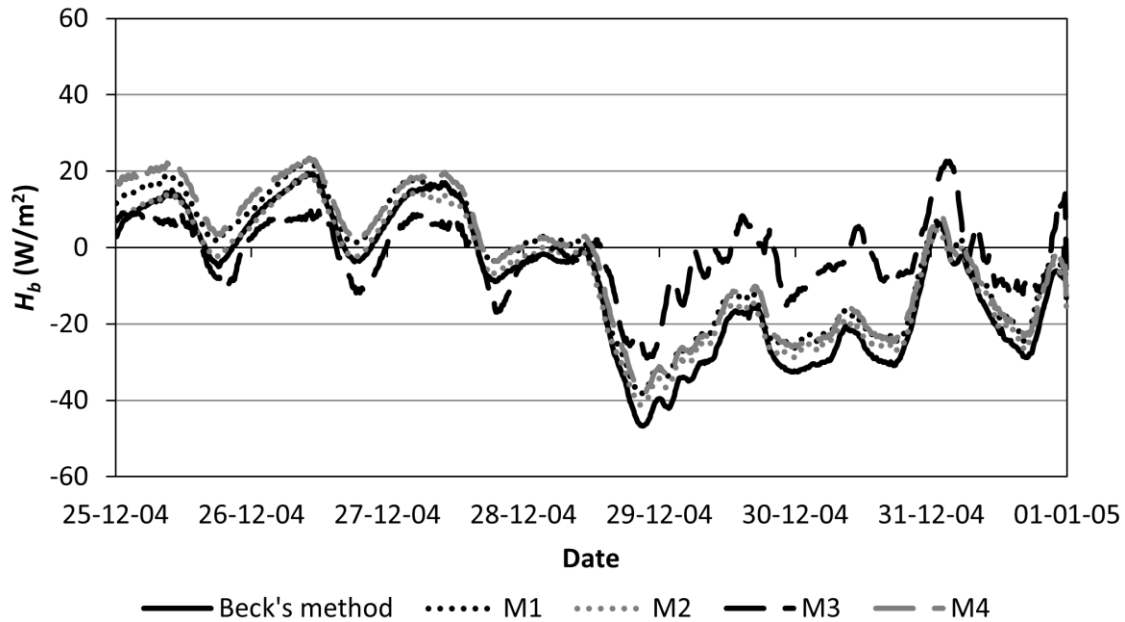


Figura 11.13: Intercanvi de calor entre l'aigua i el sediment, mesurat i estimat amb els models M1-M4 des del 25 al 31 d'octubre de 2006

Figure 11.13: Sediment-water heat exchange, measured and estimated with models M1-M4 from October 25, 2006 to October 31, 2006

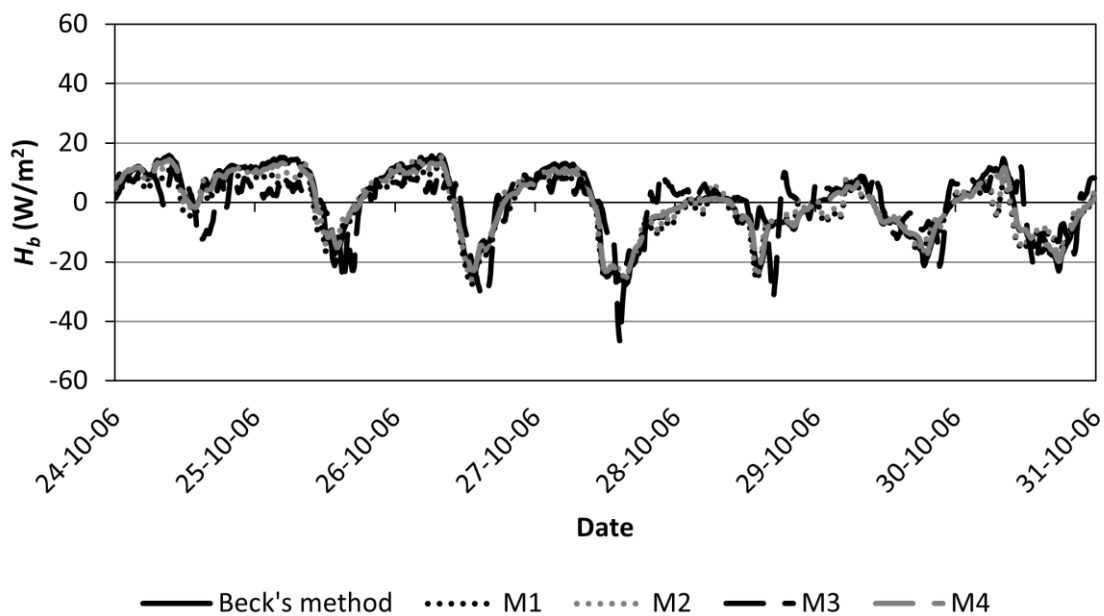
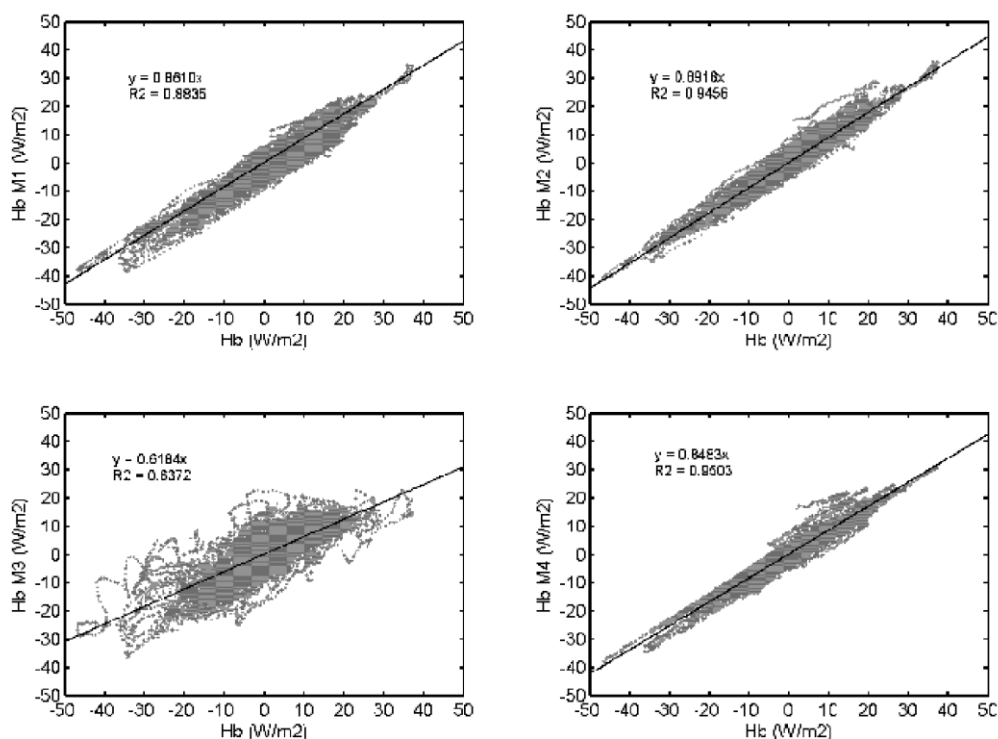


Figura 11.15: Flux tèrmic simulat en funció del flux tèrmic calculat cada 10 minuts. Lucio de Vetallengua (Parc Nacional de Doñana), 18 d'octubre de 2006 a 16 de juliol de 2007

Figure 11.15: 10-min simulated heat flux vs. measured heat flux. Lucio de Vetallengua (Doñana National Park), October 18, 2006 to July 16, 2007



11.5 Discussion and conclusions

11.5.1 Sediment temperature measuring depth

The depth of sediment affected by a given heat pulse depends on the heat flux duration and on the thermal properties of the sediment. For the daily time scale, it is shown in this work (Figure 11.12) that daily temperature variations cannot be appreciated below 0.30-0.40 m, in accordance with daily active sediment depths of 0.25 m and 0.30 m obtained by Jobson (1977) and Hondzo & Stefan (1994), respectively. Given certain sediment thermal diffusivity α_b it is possible to predict the depth of the heat flux active sediment layer through sensitivity analysis (Hondzo & Stefan, 1994). For a sinusoidal surface heat flux, Brutsaert (1982) notes that a rough estimation of the penetration of the temperature wave can be obtained from the exponential term in Eq. (6) and (11), stating that 95% of daily temperature variation is damped at depth $z_d = 3/\eta_d$ for the

daily component of the heat flux, and $z_y = 3/\eta_y$ for the annual component. For the estimated thermal diffusivities, we would have $z_d = 0.28$ m and $z_y = 5.44$ m at Lucio del Lobo, and $z_d = 0.23$ m and $z_y = 4.32$ m at Lucio de Vetalengua. The calculated z_y explains why the depth of integration of Eq. (3) $L = 6$ m in models M1 and M2 produced almost identical results to $L = 10$ m. Sediment temperature can be considered to be constant with time below 6 m.

11.5.2 Influence of the initial condition

The particular characteristics of aquatic ecosystems often make it difficult to install the probes to measure sediment temperature. In consequence, an initial profile of the sediment temperature is often not available. To solve this problem, Jobson (1977) assumed that the initial temperature was constant with depth—the same assumption made in model M2. If the study period is long enough, from a certain point on the effect of the initial conditions actually disappears and estimations improve. For this reason, in method M1 and M2, calculations began 3 days before the weekly period for which the sediment-water heat exchange was to be calculated. When the results obtained with method M1 and M2 are compared with M4 and Beck's method results, they are similar. It seems clear, though, that method M1 needs more time for initial effect to disappear. The cause may be found in the fact that initial sediment temperature estimation in this case is somewhat coarse and the overall difference of estimated and measured temperatures is higher.

11.5.3 Sediment heat flux calculation from surface sediment temperature

A way to solve the problem of absent sediment temperature measurements is by using a model to calculate H_b that does not require an initial condition and only uses the surface sediment or water temperature. In this paper, two methods are proposed to this end: M3 and M4. They are based on the theoretical solution of the heat conduction equation for a semi-infinite solid when the surface temperature has a sinusoidal behavior or can be expressed as a Fourier series, respectively. Model M3 is a simplification of model M4, consisting in assuming that most of the temperature variation at the surface is sinusoidal with a daily period and that mean daily heat flux is 0. It has the advantage of allowing computation of sediment-water heat exchange when there is little water temperature data available. For example, an approximate computation of H_b

can be made estimating $T_{b,d}$ and C_d in Eq. (10) with the average daily temperature and daily temperature range, respectively. When natural sediment approaches such behavior, the model results are reasonably accurate (Figure 11.13). However, when there are temperature variations at longer periods, or daily heat flux differs importantly from null heat flux, the corresponding components of heat flux are not accounted for by the model and simulation results worsen (Figure 11.14). In fact, an important drawback of this method is its inability in detecting the influence of the annual component or passing fronts on heat flux.

Instead, method M4 is able to simulate heat pulses of durations up to one week providing very good results, comparable to those of model M2, though with a lower computational cost (only 0.4 s in front of 400 s for the calculation of heat flux during a week). Ideally, in precise heat flux calculations as much harmonics as necessary should be used to fit Eq. (15) to measured surface temperature with the desired precision. However, if surface sediment temperature or water temperature is not available, a simplified calculation can be realized with chosen harmonics. From the analysis of Fig. 5, it can be deduced that at the weekly time scale the most influencing components are daily (1 d^{-1}) and half-daily (2 d^{-1}). Daily amplitudes can be easily estimated as half the daily surface temperature range, while half-daily amplitudes can be considered constant, with mean values of around 0.15-0.16 °C at our study sites. Also, several methods exist to estimate mean daily and weekly water temperatures from air temperatures or weather data (Caissie *et al.*, 1998; Mohseni *et al.*, 1998; Erickson & Stefan, 2000, Bogan *et al.*, 2003). Other models allow the estimation of maximum daily water temperatures (Caissie *et al.*, 2001) from air temperatures. An approximate value of daily amplitude can be obtained from the difference between maximum and average daily temperatures. Plus, an annual component could also be added to the series of Eq. (15) (Kothandaraman, 1971).

11.6 Acknowledgements

The authors would like to thank Doñana National Park and the Estación Biológica de Doñana for assisting with installing instrumentation. The authors would also like to acknowledge the work of Quim Rabadà and Daniel Niñerola in maintaining and installing field instrumentation. This study was funded by the Ministerio de Educación y Cultura (complementary action CMT2007-30881-E/TECNO), by the 6th Framework Program of the European Union (contract GOCE-CT-2006-037081) and by the Confederación Hidrográfica del Guadalquivir.

11.7 References

- BECK, J.; BLACKWELL, B.; CLAIR, C. R. (1985) *Inverse Heat Conduction*. Wiley-Interscience, New York, NY. 308 p.
- BECK, J. V.; BLACKWELL, B.; HAJI-SHEIKH, A. (1996) Comparison of some inverse heat conduction methods using experimental data. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 39 (17), 3649–3657. doi: 10.1016/0017-9310(96)00034-8.
- BECK, J. V. & WOODBURY, K. A. (1998) Inverse problems and parameter estimation: integration of measurements and analysis. *Measurement Science & Technology*, 9, 839-847. doi: 10.1088/0957-0233/9/6/001.
- BLADÉ, E.; GÓMEZ, M. (2006) *Modelación del flujo en lámina libre sobre cauces naturales. Análisis integrado en una y dos dimensiones*. Monografía CIMNE 97. CIMNE, Barcelona, Spain. 227 p.
- BOGAN, T.; MOHSENI, O.; STEFAN, G. H. (2003) Stream temperature-equilibrium temperature relationship. *Water Resources Research*, 39 (9), 1245. doi: 10.1029/2003WR002034.
- BRAUN, S. (2008) *Discover signal processing. An interactive guide for engineers*. John Wiley & Sons, Chichester, UK. 366 p.
- BROWN, G.W. (1969) Predicting temperatures of small streams. *Water Resources Research*, 5 (1), 68–75. doi: 10.1029/WR005i001p00068.
- BRUTSAERT, W. (1982) *Evaporation into the atmosphere. Theory, history and applications*. D. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, 299 pp.
- CAISSIE, D.; EL-JABI, N.; ST-HILAIRE, A. (1998) Stochastic modelling of water temperatures in a small stream using air to water relations. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 25 (2), 250-260.
- CAISSIE, D.; EL-JABI, N.; SATISH, M.G. (2001) Modelling of maximum daily water temperatures in a small stream using air temperatures. *Journal of Hydrology*, 251, 14-28. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00427-9.
- CARSLAW, H.S. & JAEGER, J.C. (1959) *Conduction of Heat in Solids*. Oxford University Press, New York. 510 p.
- CROOKS, S.; SCHUTTEN, J.; SHEERN, G. D.; PYE, K.; DAVY, A. J. (2002) Drainage and elevation as factors in the restoration of salt marsh in Britain. *Restoration Ecology*, 10 (3), 591–602. doi: 10.1046/j.1526-100X.2002.t01-1-02036.x
- DELAY, W. H.; SEADERS, J. (1966) Predicting temperatures in rivers and reservoirs. *Journal of the Sanitary Engineering Division, Procedures ASCE*, 92 (SA1), 115–133.
- DOLZ, J.; BLADÉ, E.; GILI, J. A. (2005) Modelo numérico de la hidrodinámica de la Marisma. In: F. García Novo and C. Marín Cabrera (eds.), *Doñana, agua y biosfera*, Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, Sevilla, Spain, 140–150.
- EDINGER, J. E.; DUTTWEILER, D. W.; GEYER, J. C. (1968), The Response of Water Temperatures to Meteorological Conditions, *Water Resources Research*, 4 (5), 1137–1143. doi: 10.1029/WR004i005p01137.
- EDINGER, J.E.; BRADY, D.K.; GEYER, J.C. (1974) *Heat exchange and transport in the environment*. Publicació Núm. 74-049-00-3, Electric Research Institute. Palo Alto, CA.
- ERICKSON, T.R. & STEFAN, H.G. (2000) Linear air/water temperature correlations for streams during open water periods. *Journal of Hydrologic Engineering* 5 (3), 317-321. doi: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2000)5:3(317).
- EVANS, E.C. & PETTS, G.E. (1997) Hyporheic temperature patterns within riffles. *Hydrological Sciences Journal* 42 (2), 199-213. doi: 10.1080/02626669709492020.

- EVANS, E.C.; MCGREGOR, G.R.; PETTS, G.E. (1998) River energy budgets with special reference to river bed processes. *Hydrological Processes*, 12, 575-595. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(19980330)12:4<575::AID-HYP595>3.0.CO;2-Y.
- FANG, X.; STEFAN, H. G. (1996). Long-term lake water temperature and ice cover simulations/measurements. *Cold Regions Science and Technology*, 24, 289–304.
- FANG, X. & STEFAN, H.G. (1998) Temperature variability in lake sediments. *Water Resources Research*, 34 (4), 717-729. doi: 10.1029/97WR03517.
- GARCÍA, F.; MARÍN, C. (2005) *Doñana. Agua y Biosfera*. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, Sevilla, Spain. 353 p.
- HOLMES, T. R. H.; OWE, M.; DE JEU, R. A. M.; KOOL, H. (2008) Estimating the soil temperature profile from a single depth observation: A simple empirical heatflow solution. *Water Resources Research*, 44, W02412, doi: 10.1029/2007WR005994.
- HONDZO, M.; ELLIS, C. E.; STEFAN, H. G. (1991) Vertical Diffusion in Small Stratified Lake: Data and Error Analysis. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117 (10), 1352–1369. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1991)117:10(1352).
- HONDZO, M. & STEFAN, H.G. (1994) Riverbed heat conduction prediction. *Water Resources Research*, 30 (5), 1503-1513. doi: 10.1029/93WR03508.
- INCROPERA, F. P. & DEWITT, D. P. (1996) *Fundamentals of Heat and Mass Transfer*, 4th Edition. John Wiley & Sons, Chichester, UK. 910 p.
- Ji, C.-C.; TUAN, P.-C.; JANG, H.-Y. (1997) A recursive least-squares algorithm for on-line 1-D inverse heat conduction estimation. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 40 (9), 2081–2096. doi: 10.1016/S0017-9310(96)00289-X.
- JOBSON, H. E. (1977) Bed Conduction Computation for Thermal Models. *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the ASCE*, 103, (HY10): 1213-1217.
- KIM, K.S. & CHAPRA, S.C. (1997) Temperature model for highly transient shallow streams. *Journal of Hydraulic Engineering* 123 (1), 30-40. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1997)123:1(30).
- KOTHANDARAMAN, V. (1971) Analysis of water temperature variations in large river. *Journal of the Sanitary Engineering Division*, 97 (SA1), 19-31.
- LIKENS, G.E. & JOHNSON, N.M. (1969) Measurement and analysis of the annual heat budget for the sediments in two Wisconsin lakes. *Limnology & Oceanography*, 14 (1), 115-135.
- LIU, J. (1996) A Stability Analysis on Beck's Procedure for Inverse Heat Conduction Problems. *Journal of Computational Physics*, 123, 65–73.
- MALCOLM, I.A.; SOULSBY, C.; YOUNGSON, A.F. (2002) Thermal regime in the hyporheic zone of two contrasting salmonid spawning streams: ecological and hydrological implications. *Fisheries Management and Ecology*, 9, 1-10. doi: 10.1046/j.1365-2400.2002.00276.x.
- MARTI-CARDONA, B.; LOPEZ-MARTINEZ, C.; DOLZ-RIPOLLES, J.; BLADÈ-CASTELLET, E. (2010) ASAR polarimetric, multi-incidence angle and multitemporal characterization of Doñana wetlands for flood extent monitoring. *Remote Sensing of Environment*, 114, 2802–2815. doi: 10.1016/j.rse.2010.06.015.
- MOHSENI, O.; STEFAN, H. G. & ERICKSON, T. R. (1998) A nonlinear regression model for weekly stream temperatures. *Water Resources Research*, 34 (10), 2685-2692. doi: 10.1029/98WR01877.

- MORENO, J. M. (coord.). (2005) *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, Spain. 822 pp.
- RAPHAEL, J. M. (1962) Prediction of temperature in rivers and reservoirs. *Journal of the Power Division, Procedures ASCE*, 88 (2), 157–181.
- REINA, M.; ESPINAR, J.L.; SERRANO, L. (2006) Sediment phosphate composition in relation to emergent macrophytes in the Doñana marshes (SW Spain). *Water Research*, 40, 1185–1190. doi: 10.1016/j.watres.2006.01.031.
- RUIZ, F.; RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A.; CÁCERES, L.M.; RODRÍGUEZ VIDAL, J.; CARRETERO, M.I.; CLEMENTE, L.; MUÑOZ, J.M.; YAÑEZ, C.; ABAD, M. (2004) Late Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (Guadalquivir Estuary, SW Spain) a multivariate approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204, 47–64. doi: 10.1016/S0031-0182(03)00721-1.
- SHEN, H. T.; & CHIANG, L. A. (1984) Simulation of growth and decay of river ice cover. *Journal of the Hydraulics Division, Procedures ASCE*, 110 (7), 958–971. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:7(958).
- SHENEFELT, J. R.; LUCK, R.; TAYLOR, R. P.; BERRY, J. T. (2002) Solution to inverse heat conduction problems employing singular value decomposition and model-reduction. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 45 (1), 67–74. doi: 10.1016/S0017-9310(01)00129-6.
- SHEPHERD, B.G.; HARTMAN, G.F.; WILSON, W.J. (1986) Relationships between stream and intragravel temperatures in coastal drainages, and some implications for fisheries workers. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 43, 1818–1822.
- SILLIMAN, S.E.; RAMIREZ, J.; MCCABE, R.L. (1995) Quantifying downflow through creek sediments using temperature time series: one-dimensional solution incorporating measured surface temperature. *Journal of Hydrology* 167 (1-4), 99–119. doi: 10.1016/0022-1694(94)02613-G.
- SINOKROT, B. A. & STEFAN, H. G. (1993) Stream Temperature Dynamics: Measurements and Modeling. *Water Resources Research*, 29 (7), 2299–2312. doi: 10.1029/93WR00540.
- SINOKROT, B.A.; STEFAN, H.G. (1994) Stream water-temperature sensitivity to weather and bed parameters. *Journal of Hydraulic Engineering* 120 (6), 722–736. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1994)120:6(722).
- SIVIGLIA, A. & TORO, E. F. (2009) WAF Method and Splitting Procedure for Simulating Hydro- and Thermal-Peaking Waves in Open-Channel Flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, 135 (8), 651–662. doi: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000054.
- SMITH, N. P. (2002) Observations and simulations of water-sediment heat exchange in a shallow coastal lagoon. *Estuaries*, 25 (3), 483–487. doi: 10.1007/BF02695989.
- TALER, J. (1996) Theory of transient experimental techniques for surface heat transfer. *International Journal of Heat and Mass Transfers*, 39 (17), 3733–3748. doi: 10.1016/0017-9310(96)00015-4.
- TODD, D. K. (1980) *Groundwater Hydrology*, John Wiley, New York, NY. 556 p.
- TSAY, T-K.; RUGGABER, G.J.; EFFLER, S.W.; DRISCOLL, C.T. (1992) Thermal stratification modeling of lakes with sediment heat flux. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118 (3), 407–419. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1992)118:3(407).

12 WATER TEMPERATURE MODELING IN THE LOWER EBRO RIVER (SPAIN): HEAT FLUXES, EQUILIBRIUM TEMPERATURE, AND MAGNITUDE OF ALTERATION CAUSED BY RESERVOIRS AND THERMAL EFFLUENT

Un modelo es la representación simplificada de la realidad. Si fuera una réplica exacta no serviría de nada. Por ejemplo, un mapa de carreteras no sería útil para los viajeros si presentara cada uno de los elementos del paisaje que representa; se centra en las carreteras y omite, por ejemplo, la mayoría de las características de las construcciones y equipamientos a lo largo de la ruta. [...] Puesto que los modelos siempre son simplificaciones, nunca son perfectamente válidos; ningún modelo es completamente cierto. Se trata más bien de crear un modelo que sea útil para un fin determinado, para responder a un conjunto concreto de preguntas interrelacionadas. Entonces hay que tener presentes las limitaciones del modelo y ser conscientes de todas las preguntas que no contesta.

Donella Meadows, Jorgen Randers, Dennis Meadows

Los límites del crecimiento 30 años después

12.1 Introduction

Being one of the principal regulators of freshwater organisms biology, water temperature in streams and rivers is a first order research subject, which has received increased attention since the 1990s (Hannah *et al.*, 2008; Webb *et al.*, 2008). Water temperature generally presents a gradient along the river; from the source, where water temperature is near to the groundwater temperature, to the mouth of the river, water temperature increases with distance. The rate of increase is higher for lower order streams (Caissie, 2006) and linear correlations of water temperature with altitude have been found (Ward, 1985; Arrúe & Alberto, 1986). Daily thermal variability is low at the headwaters; it grows downstream becoming maximum in wide shallow rivers, because of the greater solar heat input; and with the increase in depth and river size further downstream, and the consequent higher thermal inertia caused by the greater water volume, it can decrease again (Vannote *et al.*, 1980; Ward, 1994; Caissie, 2006). The longitudinal changes in water temperature and other physical variables in rivers were used by Vannote *et al.* (1980) to formulate their River Continuum Concept, by which the biological

communities along a river are organized continually in response to variations on those physical variables.

Anthropogenic disturbances, such as reservoirs, thermal effluents or reductions in river flow as well as certain natural perturbations, alter the river continuum causing a shift in the river conditions towards headwaters or seaward. According to the Serial Discontinuity Concept (Ward and Stanford, 1983, 1995; Sabater *et al.*, 1989; Stanford & Ward, 2001), downstream from the alteration points, the river tends to recover its natural behavior, the discontinuity distance and intensity of the alteration depending on the type of river, climate and kind of alteration. In the case of reservoirs, the modification of water temperature depends greatly on the type of reservoir. Surface release dams usually make water temperature downstream warmer in the summer and colder in the winter (Wotton, 1995; Lessard & Hayes, 2003), causing an increase in annual thermal range (Allan, 1995). In contrast, deep release dams cause water temperature at the exit of the reservoirs to be warmer in the winter, colder in the summer, reduce annual and daily variability, and water temperature maxima and minima are delayed (Barnes & Minshall, 1983; Ward, 1985). Downstream from reservoirs, daily water temperature approaches a natural steady state as the water flows seaward, by continuously adjusting the average daily temperature, the phase (or timing of the daily maxima and minima) and the daily water temperature range. The difference between the phase of water temperature with respect to the steady state water temperature creates a progressively fading longitudinal pattern of nodes and antinodes of daily temperature range, caused by the progressive delay of the daily temperature maxima and minima as water flows downstream, until the steady state is attained. This water temperature pattern was predicted by Polehn & Kinsel (1997), received empirical confirmation by Lowney (2000) and Khangaonkar & Yang (2008), and was studied further by Tang & Keen (2009).

The evolution of water temperature along a reach and how it tends to a steady state can be modeled by using the advection-diffusion equation. A widely used model of water temperature behavior in rivers is the model of Edinger *et al.* (1974)

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} = D \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{K}{\rho_w C_w d} (T_e - T), \quad (1)$$

where T (°C) is water temperature, T_e (°C) is equilibrium temperature, t (s) is time, x (m) is distance downstream from a given point, u (m s⁻¹) is water velocity, D (m s⁻²) is a dispersion

coefficient in the direction of the flow, K ($\text{W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) is an overall heat exchange coefficient, ρ_w (kg m^{-3}) is water density and C_w ($\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) is specific heat of water, and d (m) is river depth. This model is based in the equilibrium temperature concept and uses differences in water temperature with respect to equilibrium temperature to estimate the intensity of water temperature alterations (Gu *et al.*, 1999; Bogan *et al.*, 2003). Although this concept has been used for more than 40 years, some confusion exists about its meaning. Originally, equilibrium temperature was defined as the water surface temperature at which the net heat exchange across the water surface would be zero (Edinger *et al.*, 1968), which we name as *surface equilibrium temperature*. A better definition for the *equilibrium temperature* in rivers is the temperature at which the net heat exchange would be zero. In fact, when using the surface equilibrium temperature as equilibrium temperature, it is assumed explicitly (ex. Caissie *et al.*, 2005) or implicitly that other heat exchanges do not exist or are negligible. In full mixed rivers this assumption has often been used (Edinger *et al.*, 1974; Mohseni & Stefan, 1999; Caissie *et al.*, 2005), while others have used the difference between predicted temperatures from the surface equilibrium temperature and observed water temperatures to estimate additional heat exchanges (Bogan *et al.*, 2003, 2004). On the other side, other authors (Gu *et al.*, 1999; Tang & Keen, 2009) use the temperature to which water tends if hydraulic characteristics and thermal processes remain constant as it flows downstream as the equilibrium temperature. This temperature represents the *steady state temperature* and is called the natural temperature by Khangaonkar & Yang (2008). For a sinusoidal equilibrium temperature mean daily steady state temperature equals mean daily equilibrium temperature. Also, steady state temperature and equilibrium temperature coincide twice a day, the first being driven towards the second by heat exchange processes (Edinger *et al.*, 1968). In consequence, steady state temperature has a lower temperature range and is delayed respect to equilibrium temperature.

A water temperature simulation model was used to estimate equilibrium temperature and study the alteration intensity and recuperation dynamics in a lower Ebro River reach affected by regulation and a nuclear power plant effluent. Thermal fluxes along the river downstream from the alterations and longitudinal differences in the heat balance were also investigated. This paper takes a step further the research by Prats *et al.* (2010), who described the thermal alterations caused by the system of reservoirs of Mequinensa, Riba-roja, and Flix in the lower Ebro River (Spain) and by the cooling water effluent from the nuclear power plant of Ascó, which is located about 5 km downstream from the system of reservoirs. According to the measurements the

nuclear power plant increased water temperatures by 3 °C on average all the year round. On the other hand, the system of reservoirs produced an increase in mean monthly water temperature in the fall-winter with a maximum of 3-3.5 °C in November and a decrease in mean monthly water temperature in the spring-summer of as much as 3.5-4 °C in June-July. The annual water temperature range decreased, and the annual maxima and minima were delayed because of the reservoirs. Downstream from the reservoirs, water temperature range and timing slowly approached the values found upstream. Also, the daily water temperature range was reduced to about 1 °C as a maximum in spring and 0.4 °C in December-January at the exit of the reservoirs. Daily water temperature range tended to increase downstream in the first 10 km downstream from the reservoirs. The time of the daily maxima and minima delayed progressively downstream in the summer, although such a pattern was not present in the rest of the year. While the initial increase in daily thermal range and the progressive delay of the maxima and minima in the summer can be explained because of the tendency to approach equilibrium temperature, it was not clear why the behavior was different in the rest of the year. In addition, the magnitude of the alteration with respect to natural river water temperatures and the distance necessary for the river to recover its natural water temperature characteristics remained uncertain. These questions have been addressed in this paper along with the study of the interaction between reservoir effects on water temperature, variable flow and the nuclear plant heat effluent. It is demonstrated that the presence of a heat effluent and a variable flow can induce additional water temperature variability. In a river like the Ebro River, where daily flow can oscillate by 100 m³/s or more during most of the year except in the summer (Prats *et al.*, 2009), flow variability can also be an important factor to consider when assessing effects on water temperature.

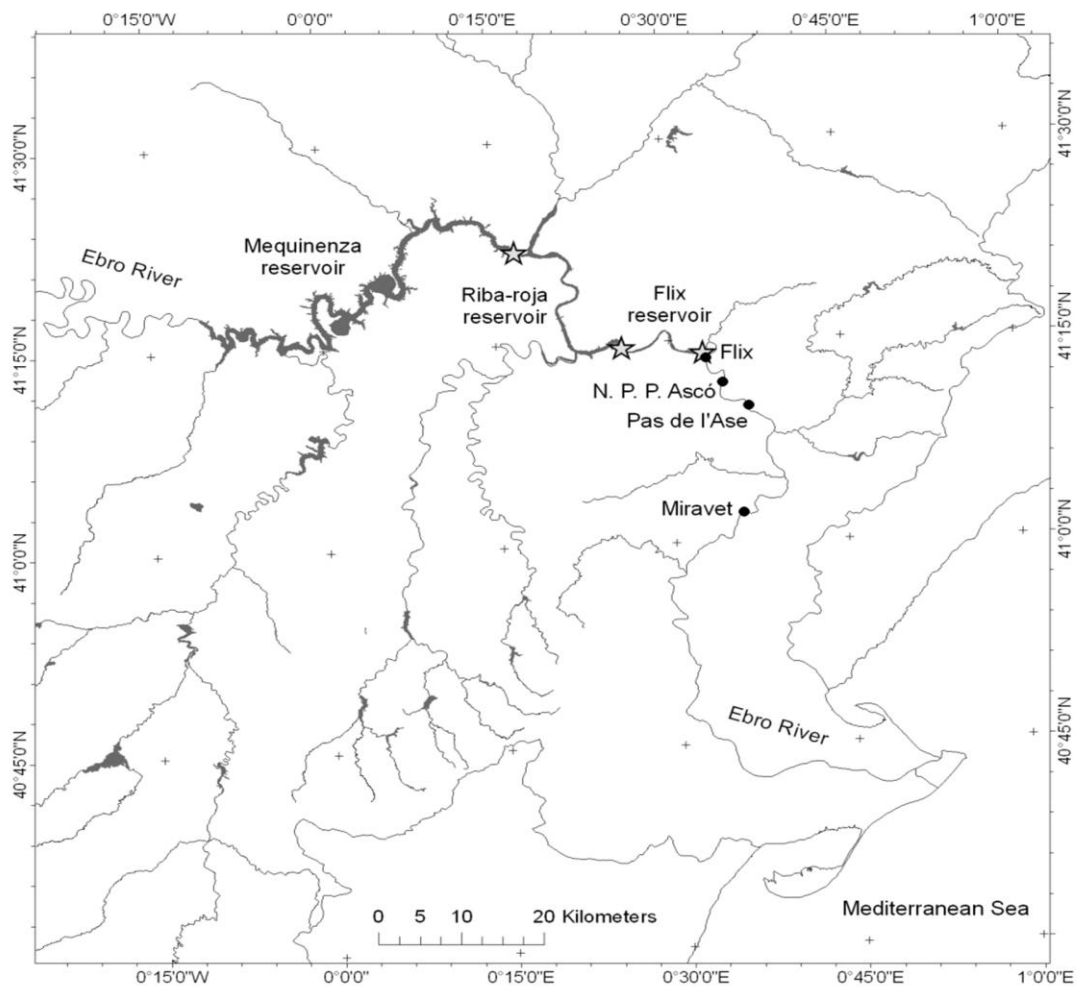
12.2 Field data

A water temperature monitoring program took place in the lower Ebro River in the period 1997-2010. Different measuring stations were installed in different periods in the study area (Figure 12.1). The aim of the program was to study the alterations caused by a system of three reservoirs and a nuclear power plant downstream from their respective locations. Water temperature and level, and meteorological data were measured every minute and the average was saved every ten minutes. Water temperature probes error was ± 0.1 °C according to the maker. To this error the datalogger and bridge resistor errors had to be added. The overall accuracy was about 0.2-0.3 °C.

In this work data measured at the stations of Flix, Ascó, Pas de l'Ase and Miravet were used (Figure 12.1). The measuring station of Flix is located just downstream from the system of reservoirs. Two monitoring points were used to analyze the nuclear power plant effect. The first one, Ascó, was installed at the nuclear power plant intake, 5.3 km downstream from Flix, and the other one 6.5 km downstream from the nuclear power plant, at Pas de l'Ase. Another, Miravet, was set at 21.5 km from the nuclear power plant. In the study period there were no measurements available upstream from the system of reservoirs.

Figura 12.1: Àrea d'estudi. Els embassaments estan ombrejats amb gris, les preses de Mequinensa, Riba-roja i Flix s'indiquen amb estrelles i les estacions de mesura amb punts negres

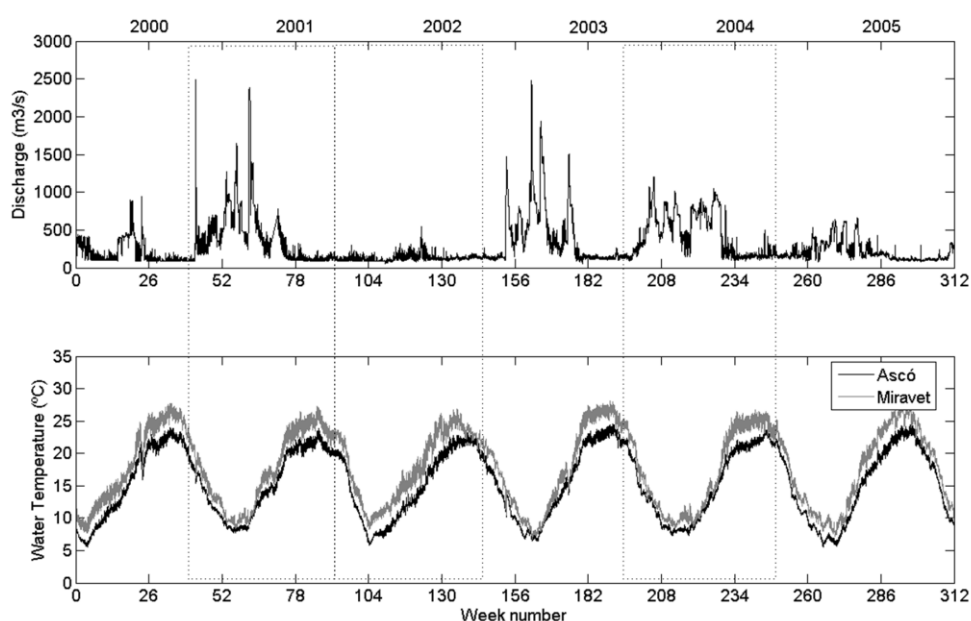
Figure 12.1: Study area. Reservoirs are shaded in gray, dams of Mequinensa, Riba-roja and Flix are indicated with stars, and measuring stations with black dots



Three study periods were taken into consideration: the hydrologic years 2000/2001, 2001/2002, and 2003/2004 (Figure 12.2). The hydrological years 2000/2001 and 2003/2004, with mean annual discharges of $401.5 \text{ m}^3/\text{s}$ and $444.2 \text{ m}^3/\text{s}$ respectively can be considered relatively wet years. A $1650 \text{ m}^3/\text{s}$, a $2384 \text{ m}^3/\text{s}$, and a $2490 \text{ m}^3/\text{s}$ peak discharge floods were registered in 2000/2001. In 2003/2004 there were no important floods but discharge was high during most of fall and all of the winter. Instead, 2001/2002 was a very dry hydrological year with a mean annual discharge of $129.2 \text{ m}^3/\text{s}$. Unfortunately, most of winter water temperatures measured at Flix in 2002 were not reliable. In that year winter flows were extraordinarily low and flux interaction with a near inactive meander was observed. At that time the temperature sensors were located just at the exit of the hydroelectric power station. When flow channeled through the turbines decreased, a flux of warmer water from the meander to the measuring point occurred. Then, when discharge increased, often suddenly, the water from the meander was pushed back and sudden shifts in water temperature measured by the sensors were observed. However, such a behavior was not observed in the summer or previous years. Subsequently the measurement point was displaced about 100 m downstream to a location where this effect was not appreciable. Water temperatures measured at both points when the meander interaction was not observed

Figura 12.2: Cabal i temperatura de l'aigua (dades 10-minutals) a l'àrea d'estudi en els anys 2000-2005. S'hi indiquen els períodes estudiats

Figure 12.2: Discharge and water temperature (10-min data) in the study area in the years 2000-2005. Study periods are indicated



were compared and there was no apparent difference.

Flow records were provided by the Confederación Hidrográfica del Ebro, the Ebro basin authority. Water level was measured at Flix and Miravet. Water table–discharge relations and hydraulic parameters were derived from these data. Using these relations, Prats *et al.* (2009) identified two types of hydrological behavior which were attributed to the absence or presence of macrophytes in the river channel. The presence of macrophytes in the river can alter its hydraulic characteristics –it causes a level increase, a diminution of the water velocity, and can produce vertical and spatial differences in water velocity (Wilcock *et al.*, 1999; Champion & Tanner, 2000; de Doncker *et al.*, 2009) – and in consequence its thermal behavior. In this paper, the thermal behavior of the Ebro River was studied in absence of macrophytes. So, the hydrological years selected as study periods were chosen so that the river hydraulics were not altered by the presence of macrophytes. The August 2001, November 2003, and July and August 2004 data were discarded from the analysis because of being macrophyte affected intervals.

12.3 Methods

12.3.1 Governing equations

Assuming that each river section is homogeneous, i.e. it is well mixed laterally and vertically, the water temperature along the longitudinal dimension of the river can be simulated by using the one-dimensional advection-diffusion equation

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} = D \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{u(H_A W + H_b W_b)}{Q \rho_w C_w}, \quad (2)$$

where H_A (W m^{-2}) is heat flux between the water and the atmosphere, H_b (W m^{-2}) is heat flux through the riverbed, W (m) is the river width, and W_b (m) is the wetted perimeter. As the diffusion is not very important, the former expression may be simplified (Polehn & Kinsel, 1997; Lowney, 2000) to obtain the convection equation:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} = q, \quad (3)$$

where q is the source term:

$$q = \frac{u(H_A W + H_b W_b)}{Q \rho_w C_w}. \quad (4)$$

In wide and shallow rivers it may be assumed that $W = W_b$. Thus, we can write

$$q = \frac{u(H_A + H_b)W}{Q \rho_w C_w} = \frac{uW}{Q} \frac{H_T}{\rho_w C_w}, \quad (5)$$

where the variable H_T (W m^{-2}) corresponds to net heat flux between the water and the environment (atmosphere and riverbed). H_T is positive when the river gains heat and can be expressed as

$$H_T = H_A + H_b, \quad (6)$$

with

$$H_A = H_{sn} + H_{an} - H_w - H_e + H_c, \quad (7)$$

where H_{sn} (W m^{-2}) is net solar radiation, H_{an} (W m^{-2}) is net atmospheric long-wave radiation, H_w (W m^{-2}) is long-wave radiation emitted by the water surface, H_e (W m^{-2}) is evaporative heat flux, and H_c (W m^{-2}) is convective heat flux.

12.3.2 Heat flux

12.3.2.1 Solar radiation

Solar radiation absorbed at the water surface may be expressed as

$$H_{sn} = (1 - \alpha)H_s = H_s - H_{sr}, \quad (8)$$

where α is albedo, H_s (W/m^2) is incoming solar radiation, and H_{sr} (W/m^2) is reflected short-wave radiation. Albedo depends on different factors such as solar elevation, cloudiness, waviness,

suspended sediments and orographic features (Kondratyev, 1969; Stefan *et al.*, 1982; Preisendorfer & Mobley, 1986; Chen *et al.*, 1998). Reflected solar radiation was calculated following the methodology proposed by Campbell & Aarup (1989), according to which solar radiation is divided in two components, direct and diffuse solar radiation. Then

$$H_{sr} = H_{sr,d} + H_{sr,D} = \alpha_d H_{s,d} + \alpha_D H_{s,D}, \quad (9)$$

where $H_{sr,d}$ (W m^{-2}) is reflected diffuse radiation, $H_{sr,D}$ (W m^{-2}) is reflected direct radiation, α_d is albedo for diffuse solar radiation, α_D is albedo for direct solar radiation, $H_{s,d}$ (W m^{-2}) is diffuse incoming solar radiation, and $H_{s,D}$ (W m^{-2}) is direct incoming solar radiation. A value of $\alpha_d = 0.06$ was assumed, while α_D was calculated by means of Fresnel's law. The model derived by De Miguel *et al.* (2001) allows the calculation of $H_{s,d}$ in the Mediterranean area. Then, $H_{s,D}$ is obtained as

$$H_{s,D} = H_s - H_{s,d}. \quad (10)$$

Vegetative shading was not taken into account because the fact that the study reach is a wide lowland river reach makes shading unimportant.

12.3.2.2 Long-wave radiation

Net atmospheric long-wave radiation was calculated as

$$H_{an} = (1 - \beta) H_a, \quad (11)$$

where $\beta = 0.03$ is albedo for long-wave radiation (Henderson-Sellers, 1986). Incoming atmospheric long-wave radiation, H_a (W m^{-2}), was estimated with the parameterization obtained by Aubinet (1994)

$$H_a = \sigma [94 + 12.6 \ln(e_a) - 13K_0 + 0.341T_a]^4, \quad (12)$$

where σ is Boltzmann's constant ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), e_a is vapor pressure (Pa), K_0 is clearness index and T_a (K) is air temperature. Vapor pressure was calculated as

$$e_a = 2.1718 \times 10^{10} \exp\left(\frac{-4157}{T_a - 33.91}\right) \frac{\text{RH}}{100}, \quad (13)$$

where RH (%) is relative humidity. The clearness index is defined as the proportion of the light arriving at the outer atmosphere that actually reaches the measurement point. Since it is not possible to calculate instantaneous K_0 at night and big errors are found for low sun angles, the estimation of K_0 in such periods poses a problem. Possible solutions are the use of a 2.5-hour window during the previous mid-afternoon to estimate nighttime values or the use of an average daily value (Flerchinger *et al.*, 2009). In this work a centered moving average daily mean has been used.

Long-wave radiation emitted by the water surface may be expressed as

$$H_w = \varepsilon_w \sigma T_w^4, \quad (14)$$

where ε_w is water emissivity, for which a value of 0.96-0.97 is usually taken (Henderson-Sellers, 1986; Bonnet *et al.*, 2000), and T_w (K) is water temperature.

12.3.2.3 Evaporation and sensible heat flux

Sensible heat flux can be estimated from evaporative heat flux by using the Bowen ratio, which is given as

$$\frac{H_c}{H_e} = 0.61 \times 10^{-3} p \frac{T_w - T_a}{e_{sw} - e_a} \times \frac{K_H}{K_v}, \quad (15)$$

where p (Pa) is atmospheric pressure, e_{sw} (Pa) is saturated vapor pressure at the water temperature, and K_H and K_v are the turbulent diffusivities for sensible heat and water vapor. The ratio of K_H/K_v is usually considered to take a value of one (Henderson-Sellers, 1986). Saturated vapor pressure was calculated as

$$e_{sw} = 2.1718 \times 10^{10} \exp\left(\frac{-4157}{T_w - 33.91}\right) \quad (16)$$

Evaporation was estimated by using the expression deduced by Sill (1983) valid for neutral and unstable atmospheric conditions

$$H_e = -1.15 \times 10^{-8} C_D U (1 + a C_R) (e_{sw} - e_a) \rho_w L_v, \quad (17)$$

with

$$\begin{aligned} a &= 0.73 C_R & C_R &\leq 1.37 \\ a &= 1 & C_R &> 1.37, \end{aligned}$$

and

$$\begin{aligned} C_R &= \frac{0.0017 (T_w - T_a)^{1/3}}{C_D U} & T_w &\geq T_a \\ C_R &= 0 & T_w &< T_a. \end{aligned}$$

L_v is the latent heat of vaporization. The aerodynamic drag coefficient C_D is often considered equal to 0.0013 (Salençon & Thébault, 1997).

12.3.2.4 Riverbed heat flux

The riverbed–water heat flux can be calculated from the sediment temperature profiles as

$$H_b(t) = \rho_b C_b \frac{\partial}{\partial t} \int_0^L T_b(z, t) dz, \quad (18)$$

where ρ_b (kg m³) and C_b (J kg⁻¹ K⁻¹) are the density and the specific heat of the riverbed, T_b (K) is sediment temperature, t (s) is time, z (m) is depth, and L (m) is maximum depth. The temperature

variation in the sediment can be modeled with the one-dimensional heat conduction equation (Brutsaert, 1982; Hondzo & Stefan, 1994; Fang & Stefan, 1998]

$$\rho_b C_b \frac{\partial T_b}{\partial t} = k_b \frac{\partial^2 T_b}{\partial z^2}, \quad (19)$$

where k_b ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) is thermal conductivity. The theoretical solution of Eq. (19) for a semi-infinite solid (Carslaw & Jaeger, 1969) was applied to obtain the sediment temperatures. The values of the thermal properties used were $\rho_b C_b = 2.0 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ and $k_b = 0.6 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$. Given that the riverbed temperatures were unknown, the initial sediment temperature profile was assumed to be homogeneous and equal to the initial water temperature in each calculation period.

12.3.3 Numerical model

12.3.3.1 Description of Numerical Model

A numerical model developed in the MATLAB environment was used to simulate hydrodynamics, water temperature and heat fluxes longitudinally in selected reaches in the Ebro River. Discretization of the model was defined as $\Delta t = 600 \text{ s}$ for the time steps and $\Delta x \approx 1000 \text{ m}$ for the length steps (see Table 12.1) to allow a sufficient detail in the calculations with a low computer effort. Two uncoupled modules were used to calculate separately the hydrodynamics and the water temperature. The hydrodynamic module uses the Muskingum-Cunge model for the routing of flow along the selected reaches. The thermal module solves Eq. (2) by using the method of characteristics. Flow and temperature at the upstream end of the reach, and meteorological data (air temperature, relative humidity, shortwave radiation, and wind speed) are input data fed to the model. The calculations were made in weekly periods. The assumption of initial constant sediment temperature caused errors at the beginning of

Taula 12.1: Discretització utilitzada per a cada un dels trams seleccionats

Table 12.1: Discretization used for each of the selected reaches

Reach			
Reach	length (m)	Δx (m)	Δt (s)
Flix-Ascó	5300	1060	600
Ascó-Pas de l'Ase	6500	1083.3	600
Pas de l'Ase-Miravet	21500	1075	600

the series. To eliminate this problem three days were added at the beginning of the series and were later discarded from the results so that the initial condition effect had already disappeared in the period of interest.

12.3.3.2 Calibration and Validation

The hydrodynamic parameters were calibrated by using field data of the years 2000 and 2001. Although a water velocity-discharge relation had already been derived by Pujol & Sánchez-Cabeza (1999, 2000), it was observed that by using it the results provided by the model often were out of phase with the measured water temperatures. Most probably the relation presented in their work was not usable anymore because of the dredging works, posterior to their measurements, carried in the river to make it navigable that modified its hydraulic behavior. In consequence, the water-velocity relation was calibrated to minimize the sum of quadratic errors. The parameters of the thermal processes were not calibrated as the model already provided sufficiently accurate results.

The model was validated for the reaches Flix-Ascó and Pas de l'Ase-Miravet and for the three hydraulic years 2000/2001, 2001/2002, and 2003/2004. Model performance was assessed with average error (AE), mean absolute error (MAE), modeling efficiency (ME), and benchmark efficiency (BE) (Janssen & Heuberger, 1995; Willmott & Matsuura, 2005; Schaefli & Gupta, 2007)

$$AE = \frac{\sum (P_i - O_i)}{n}, \quad (20)$$

$$MAE = \frac{\sum |P_i - O_i|}{n}, \quad (21)$$

$$ME = 1 - \frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (O_i - \bar{O})^2}, \quad (22)$$

$$BE = 1 - \frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (O_i - U_i)^2}. \quad (23)$$

where P_i and O_i are predicted and observed values at the downstream end of the reach, U_i are measured values at the upstream end of the reach, n is the number of observations, and \bar{O} is the

mean of the observed values. The modeling efficiency gives a measure of the relative improvement of the model used over a benchmark situation \bar{O} (Janssen & Heuberger, 1995). However, to assess more accurately the usefulness of a model it can be advisable to define an alternative reference situation, in which case we obtain the benchmark efficiency (Schaepli & Gupta, 2007). The baseline used herein is the upstream measured values, U_i .

12.3.4 Calculation of the intensity of the alterations

The intensity of the alterations produced by the nuclear power plant of Ascó and by the system of reservoirs of Mequinensa, Riba-roja, and Flix was made through the calculation of the difference of the temperature at the point of alteration and equilibrium temperature. Mean daily equilibrium temperature T_e and recuperation distance X_e were defined as the mean daily water temperature that the river would reach and the distance necessary for it, respectively, if the river characteristics (morphological, hydraulic, etc.) and thermal behavior remained constant downstream. Mean daily equilibrium temperature was estimated by fitting the equation

$$T_m = T_e + (T_{0m} - T_e) \exp(-\bar{K}x/u), \quad (24)$$

to the mean daily water temperature simulated by using the numerical model described in this paper along theoretical 1000 km length reaches with the same characteristics as the Ebro River study reaches here considered. T_m (°C) is mean daily water temperature, T_e (°C) is mean daily equilibrium temperature, T_{0m} (°C) is mean daily temperature at the upstream end of the reach, and \bar{K} (s⁻¹) is (Edinger *et al.*, 1968, 1974)

$$\bar{K} = K / (\rho_w C_w d). \quad (25)$$

Recuperation distance X_e was estimated as the distance that made

$$|T_m - T_e| \leq 0.5^\circ\text{C} \quad (26)$$

in Eq. 24. Hence,

$$X_e = \frac{u}{\bar{K}} \ln[2(T_{0m} - T_e)]. \quad (27)$$

If $|T_e - T_{0m}|$ was already smaller than $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ X_e was considered to be 0.

For initial upstream condition water temperatures at the stations of Flix and Pas de l'Ase were used in different runs to analyze expected equilibrium temperatures at both sites. To study the seasonal dependency of equilibrium temperature, the data was divided in three month sets and the mean characteristics at the diel scale were extracted to obtain the typical day for each season and year. Eight runs were made for each hydrological year (two stations by four seasons).

12.4 Results

12.4.1 Model performance

Model performance results are presented in Figure 12.3 and Table 12.2. Figure 12.3 shows the cumulative distribution function of the percent error for the different stations and hydrologic years. In all of the years the error is below 5 % for more than 99 % of the time. Summary performance values are given in Table 12.2. In the first two hydrologic years the average error is of the order of $-0.06 - 0.16\text{ }^{\circ}\text{C}$ at Miravet, while at Ascó there is a slight overestimation of $0.03 - 0.04\text{ }^{\circ}\text{C}$. The mean average error is greater at Miravet, with a value around $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, than at Ascó, around $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$. This simulation error is of the order of the measuring error. The modeling efficiency is very high in all of the cases, almost 1. Besides the good modeling performance, this high modeling efficiency value occurs also because the influence of upstream water temperature can still be sensed along the studied reaches. For comparing purposes, the mean modeling

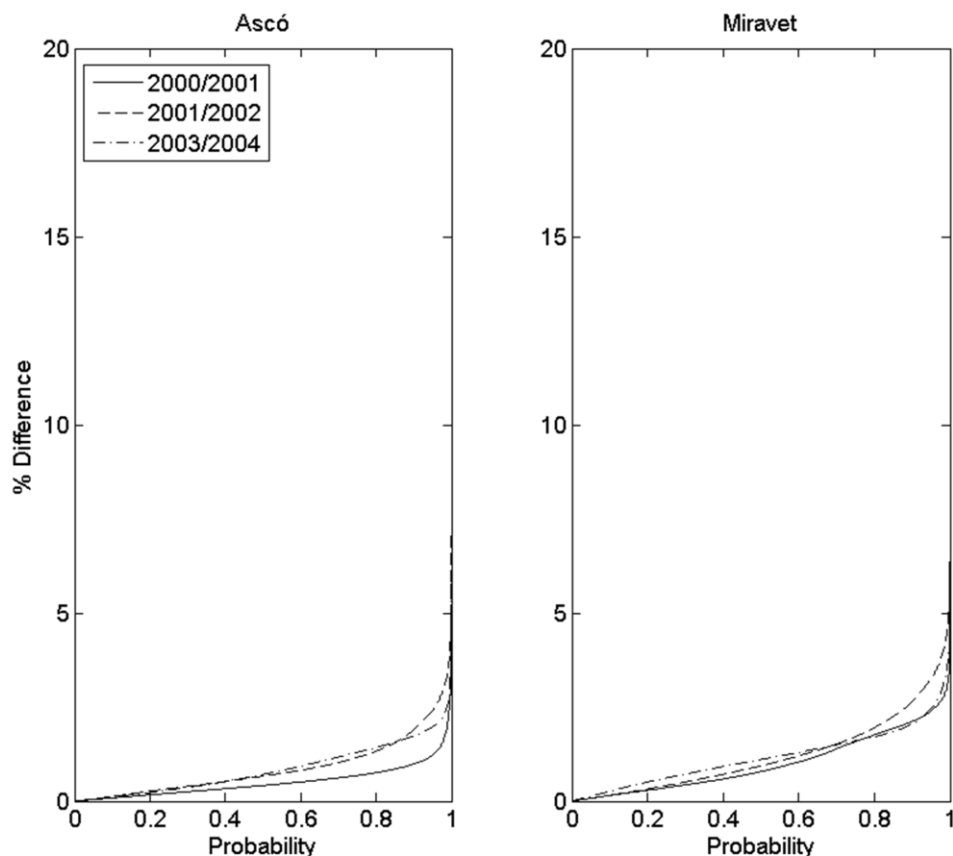
Taula 12.2: Comportament del model al final dels trams fluvials Flix-Ascó i Pas de l'Ase-Miravet

Table 12.2: Model performance at the end of the river reaches Flix-Ascó and Pas de l'Ase-Miravet

Hydrological year	T_w at Ascó				T_w at Miravet			
	AE ($^{\circ}\text{C}$)	MAE ($^{\circ}\text{C}$)	ME	BE	AE ($^{\circ}\text{C}$)	MAE ($^{\circ}\text{C}$)	ME	BE
2000/2001	0.04	0.08	0.999	0.714	0.08	0.17	0.999	0.901
2001/2002	0.03	0.12	0.998	0.575	-0.06	0.18	0.998	0.910
2003/2004	0.03	0.11	0.999	0.574	0.16	0.18	0.999	0.785

Figura 12.3: Distribució de probabilitat acumulada de la diferència entre la temperatura de l'aigua mesurada i estimada a Ascó i Miravet en tant per cent cada 10 minuts

Figure 12.3: Cumulative probability distribution of the percent difference between measured and estimated water temperatures at Ascó and Miravet every 10 min



efficiency of simulating water temperatures at the end of the reach by using directly water temperatures at the upstream end are 0.997 at Ascó and 0.983 at Miravet. According to these results it would seem that the model does not provide a significant enhancement in the simulation of water temperatures. Instead, considering the improvement with respect to initial upstream water temperatures, given by the defined benchmark efficiency, good efficiency values of 0.57-0.71 at Ascó and 0.79-0.91 at Miravet are still obtained. From Flix to Ascó, water temperature changes just by a few tenths of degree usually, which means that the improvement in using the model with respect to the initial upstream temperatures is limited and explain the lower BE values with respect to Miravet's BE values.

Figure 12.4: Temperatura de l'aigua i cabal cada 10 minuts durant 5 setmanes seleccionades: temperatura de l'aigua mesurada (meas.) a Flix (F), Ascó (A), Pas de l'Ase (P) i Miravet (M); temperatura de l'aigua estimada (est.) a Ascó i Miravet; i cabal a Flix

Figure 12.4: Water temperature and discharge every 10 min during five selected weeks: measured (meas.) water temperatures at Flix (F), Ascó (A), Pas de l'Ase (P), and Miravet (M); estimated (est.) water temperatures at Ascó and Miravet; and discharge at Flix

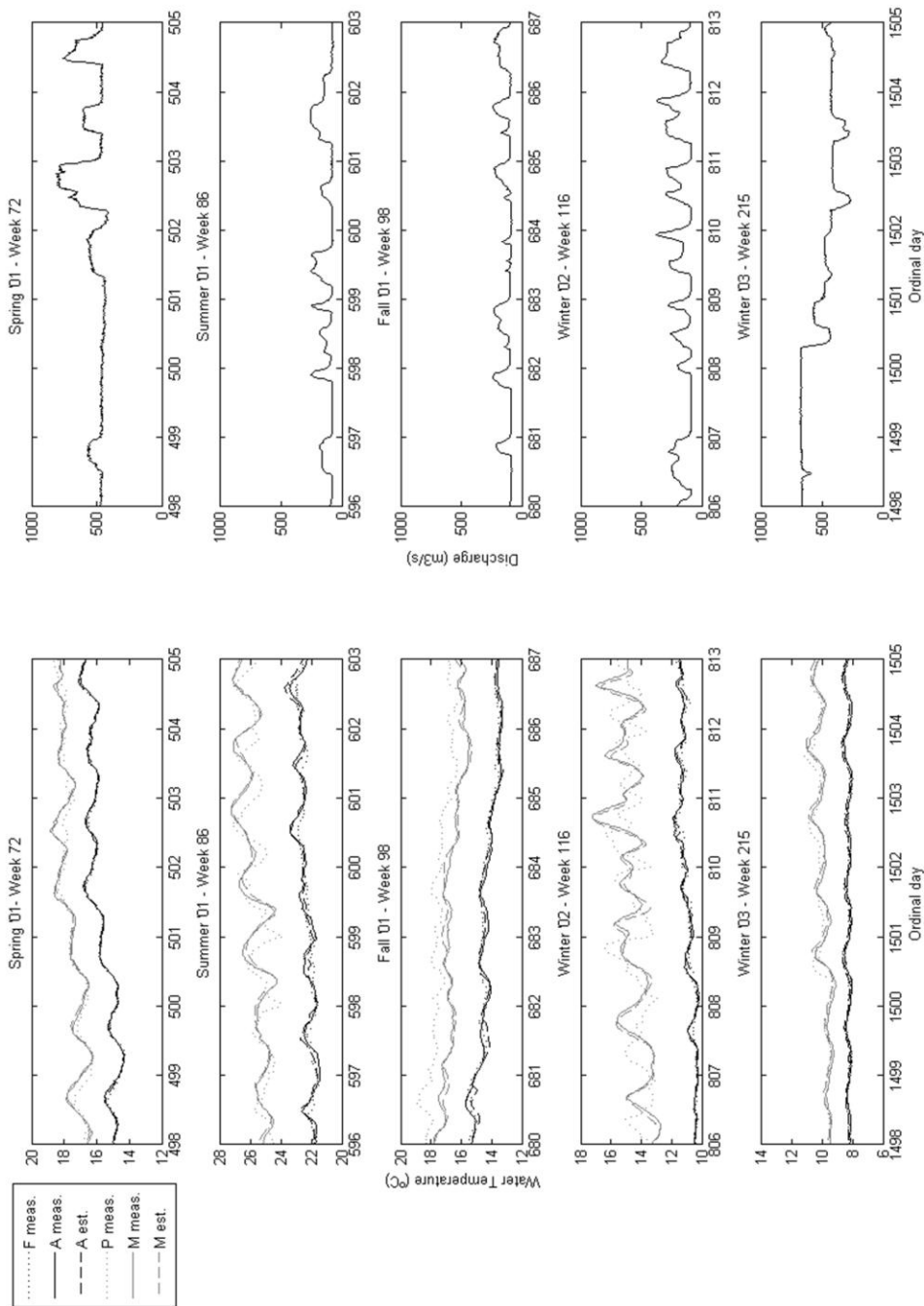
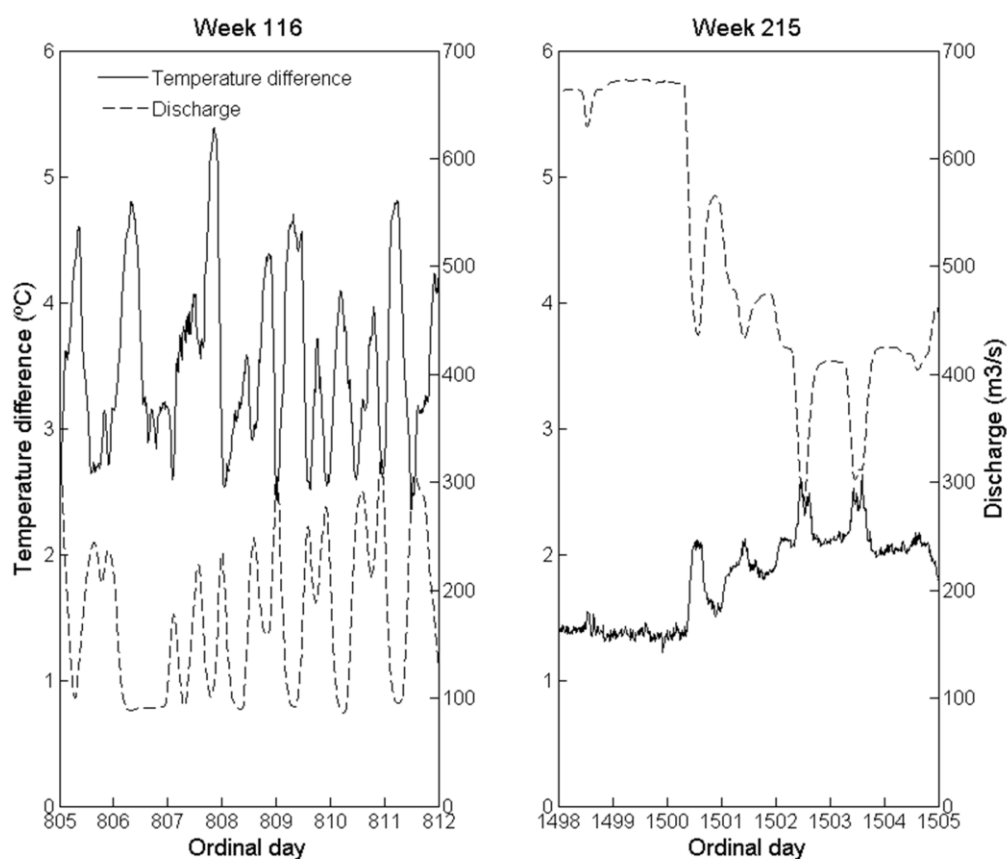


Figure 12.4 shows the upstream and downstream measured water temperatures at the reaches Flix-Ascó and Pas de l'Ase-Miravet, and simulated water temperature at the downstream end of the reaches and discharge at Flix, during 5 selected weeks covering different times of the year and hydrological situations. In the 5 km between Flix and Ascó measurement stations, water temperature change is almost insignificant. Instead, in the reach Pas de l'Ase-Miravet water temperature change is insignificant when discharge is high (weeks 72 and 215 in Figure 12.4), while is notable when discharge is low (weeks 86, 96, and 215). In all of the cases the model gives very good estimations and follows well the daily water temperature variations, indicating that the model is capable of simulating water temperature in the study reach in different times of the year and hydrological situations.

Figura 12.5: Diferència entre la temperatura de l'aigua mesurada cada 10 minuts al Pas de l'Ase i estimada sense l'efecte de la central nuclear, i cabal

Figure 12.5: Difference between 10-min water temperatures measured at Pas de l'Ase and estimated without nuclear power plant effect, and discharge



12.4.2 Nuclear power plant effect

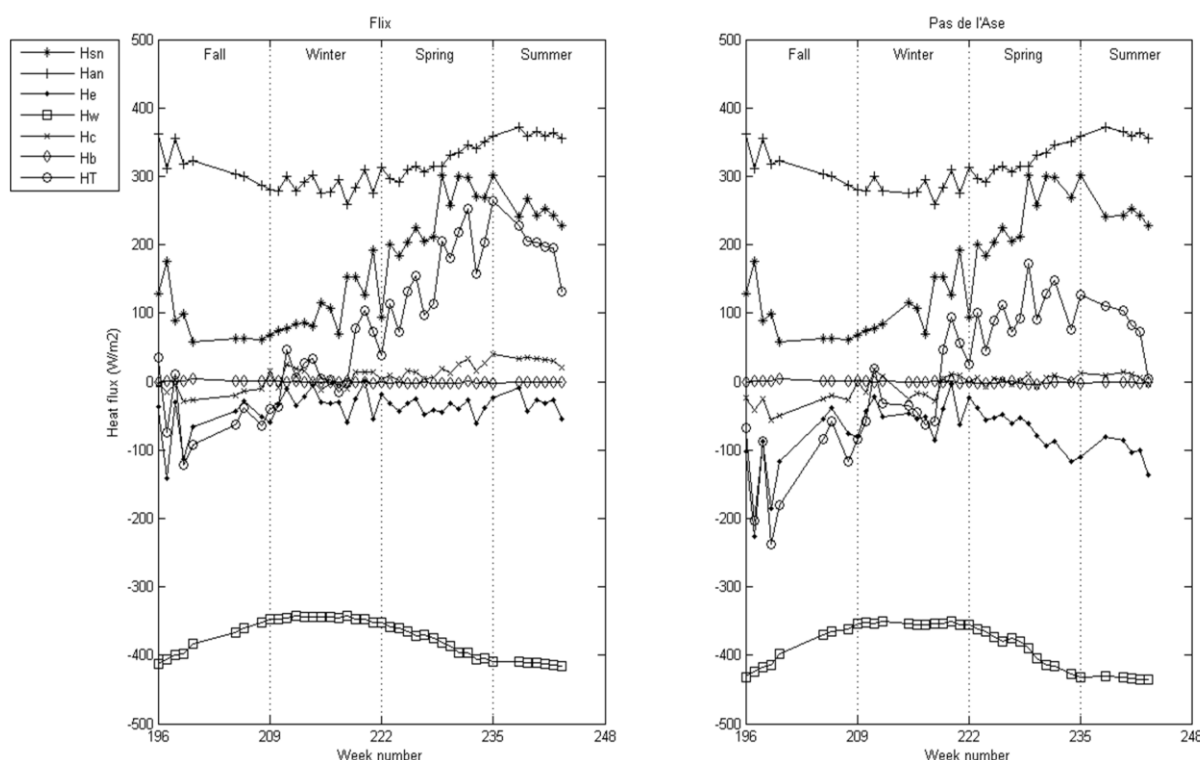
To study the effect of the nuclear power plant on water temperature, water temperature at Pas de l'Ase has been estimated from water temperature at Ascó supposing that no thermal effluent existed in the reach Ascó-Pas de l'Ase. These estimations were compared to the actual measurements at Pas de l'Ase to obtain the nuclear power plant water temperature alteration at this station (Figure 12.5). As shown in the figure, water temperature alteration is highly irregular, its magnitude depending on discharge. For higher discharges the dilution effect is more important and the water temperature alteration is lower (compare week 215 with week 116 in Figure 12.5). As hydropеaking occurs in the studied river reach, the important and rapid variations in discharge induce important and rapid variations in water temperature. Increased water temperature variability is observed, and water temperature oscillations can lose their daily periodicity. The relation between water temperature and discharge is not simple, especially for lower discharges, because the amount of heat released to water is not constant. Free and forced convection towers functioning is variable depending on environmental conditions and is managed so as to comply with water temperature increase limitations.

12.4.3 Heat exchange processes

Figure 12.6 shows mean weekly values of the different heat processes calculated by the model. The gaps in the series are caused by macrophyte affection to the river or sensor malfunctioning. Net heat flux, H_T , is negative in the fall, more or less neutral in the winter and positive in the spring and summer. In general, H_T is lower at Pas de l'Ase than at Flix. The calculated H_{sn} and H_{an} show no difference between both stations. H_{sn} oscillates between 50 W m^{-2} in the end of the fall and 300 W m^{-2} in the end of the spring. H_{an} varies between 250 W m^{-2} in the winter, in correspondence with minimum air temperatures, and 375 W m^{-2} in the summer, because of the elevated air temperatures. The contribution of the riverbed, H_b , to the heat balance is negligible, being always in the range $\pm 5 \text{ W/m}^2$. H_b is somewhat lower in the reach Flix-Ascó than at the reach Pas de l'Ase-Miravet because of the reduced daily water temperature variability. Long-wave radiation emitted by the water is maximum in winter and minimum in summer. It oscillates between -340 W m^{-2} and -420 W m^{-2} at Flix, and oscillates between -350 W m^{-2} and -440 W m^{-2} at Pas de l'Ase. The increase in downstream water temperature from the Ascó nuclear power plant explains the higher losses of heat at the reach Pas de l'Ase-Miravet than at the reach Flix-Ascó and the different behavior regarding H_c and H_e . Conduction is negative during the first half

Figura 12.6: Intercanvi de calor setmanal mig a Flix i el Pas de l'Ase durant l'any hidrològic 2003/2004

Figure 12.6: Mean weekly heat exchange at Flix and Pas de l'Ase during hydrological year 2003/2004



of the hydrological year at Flix (down to -50 W m^{-2}), and is positive during the second half (up to 50 W m^{-2}); while it is negative during the first half of the year at Pas de l'Ase (down to -50 W m^{-2}), and approximately neutral the rest of the year.

12.4.4 Equilibrium temperature

Table 12.3 presents the results of adjusting the Eq. 24 to the simulated water temperatures in 1000 km long reaches with seasonal average initial water temperatures and meteorological parameters at Flix and Pas de l'Ase. Mean daily equilibrium temperatures estimated for both sites were almost the same with a maximum difference of $0.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ in the winter of 2001. T_e was highest in the summer typical day, taking values of $26\text{-}28 \text{ }^{\circ}\text{C}$, and lowest in the winter, at around $10\text{-}12 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Also, with values of $11\text{-}13 \text{ }^{\circ}\text{C}$, T_e in the fall was lower than in the spring typical day, when it was around $22 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Seasonal mean typical day water temperatures and equilibrium temperatures were very similar from one year to the other. T_{0m} at Pas de l'Ase was higher than at Flix, due to the alteration effect of the nuclear power plant, which oscillated between $1.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ and $4.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$. The nuclear power plant alteration was negatively correlated with discharge (Pearson

correlation coefficient of -0.762 significant at the 0.01 level). The higher is the discharge, the less important the water temperature alteration because of the increased thermal inertia. The heat exchange coefficient, \bar{K} , varied between $0.89 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ and $3.29 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ at Flix, and was higher at Pas de l'Ase, ranging between $0.34 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ and $3.60 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Heat exchange was most intense in the summer and lowest in the winter.

Taula 12.3: Temperatura mitjana diària inicial, temperatura mitjana diària d'equilibri, constant temporal i distància de recuperació per a dies típics estacionals dels anys hidrològics 2000/2001, 2001/2002, 2003/2004

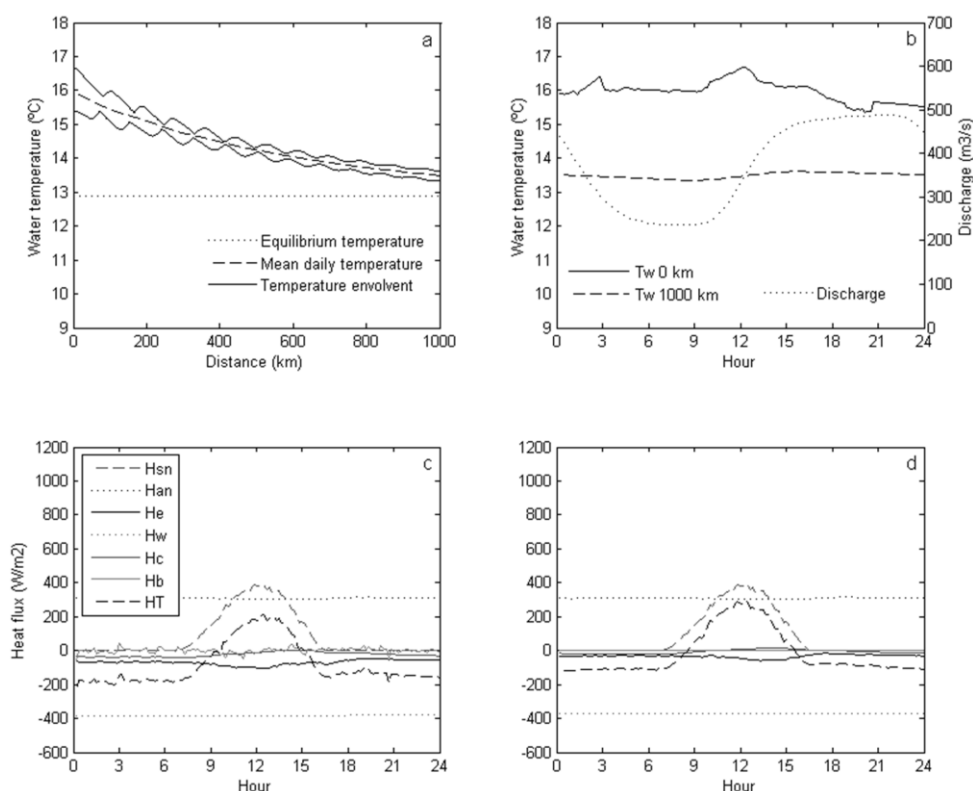
Table 12.3: Mean daily initial temperatures, mean daily equilibrium temperatures, time constant, and recuperation distance for seasonal typical days in the hydrological years 2000/2001, 2001/2002, 2003/2004

Period	Q (m^3 s^{-1})	u (m s^{-1})	Flix					Pas de l'Ase					Pas de l'Ase – Flix	
			T_e (°C)	T_{0m} (°C)	\overline{K} ($\times 10^{-6}$ s^{-1})	$T_{0m}-T_e$ (°C)	X_e (km)	T_e (°C)	T_{0m} (°C)	\overline{K} ($\times 10^{-6}$ s^{-1})	$T_{0m}-T_e$ (°C)	X_e (km)	ΔT_{0m} (°C)	ΔX_e (km)
2000/2001														
Fall	372	0.99	12.8	14.4	1.43	1.6	805	12.9	15.9	1.62	3.0	1094	1.5	290
Winter	743	1.28	12.0	8.6	0.89	-3.4	2754	11.7	10.3	1.02	-1.4	1291	1.7	- 1463
Spring	294	0.91	22.3	16.2	2.29	-6.2	994	22.3	18.0	2.41	-4.3	808	1.8	-187
Summer	111	0.63	26.2	21.0	3.29	-5.2	448	26.2	24.3	3.60	-1.9	232	3.3	-216
2001/2002														
Fall	126	0.66	11.2	13.7	1.89	2.5	561	11.4	16.7	2.14	5.3	733	3.0	172
Winter	109	0.63	-	-	-	-	-	11.7	11.7	0.34	0.0	0	-	-
Spring	200	0.79	21.6	14.6	2.46	-7.0	843	21.5	18.6	2.79	-2.9	493	4.0	-350
Summer	244	0.85	26.3	20.3	2.78	-6.0	758	26.2	23.9	3.13	-2.3	415	3.6	-343
2003/2004														
Fall	418	1.03	12.8	13.9	1.33	1.1	587	13.0	16.1	1.54	3.1	1224	2.2	638
Winter	654	1.22	10.6	8.6	1.04	-2.0	1623	10.5	10.1	1.18	-0.4	0	1.5	- 1623
Spring	543	1.14	22.1	15.6	1.75	-6.5	1673	22.0	16.6	1.83	-5.4	1479	1.1	-195
Summer	233	0.83	27.6	21.3	2.77	-6.3	762	27.5	25.1	3.14	-2.4	418	3.8	-344

Mean daily equilibrium temperatures were higher than initial temperatures in the fall at both stations, 1-2 °C higher at Flix, and 3-5 °C higher at Pas de l'Ase; while they were lower in the rest of the year. Maximum differences between T_e and T_{0m} were found in the summer, when T_{0m} was 6-7 °C lower than T_e at Flix, and 3-5 °C lower than T_e at Pas de l'Ase. Differences between T_e and T_{0m} in the winter at Pas de l'Ase are small, especially in the years 2001/2002 and 2003/2004, when water was near thermal equilibrium. For Flix, the estimated distance to attain equilibrium is great, from 448 km to 2754 km. For Pas de l'Ase, the increase in water temperature caused by the nuclear power plant effluent has as consequence an increase in X_e in the fall, and a reduction in the rest of the year. The recuperation distance depends on discharge, water velocity and heat exchange processes. This is why the river needs less distance to recover from an alteration of 7.0 °C at Flix in the spring of 2002 than from an alteration about the half in magnitude in the winter of 2001. Although in the winter of 2001 T_{0m} is only 3.4 °C lower than T_e ,

Figura 12.7: Simulació de la temperatura de l'aigua i de l'intercanvi de calor ($\Delta t = 600$ s) al Pas de l'Ase al llarg d'un tram teòric de 1000 km, usant dades del dia típic de la tardor de l'any 2000

Figure 12.7: Simulation of water temperature and heat exchange ($\Delta t = 600$ s) along a theoretical 1000 km reach using typical daily data at Pas de l'Ase during the fall of 2000

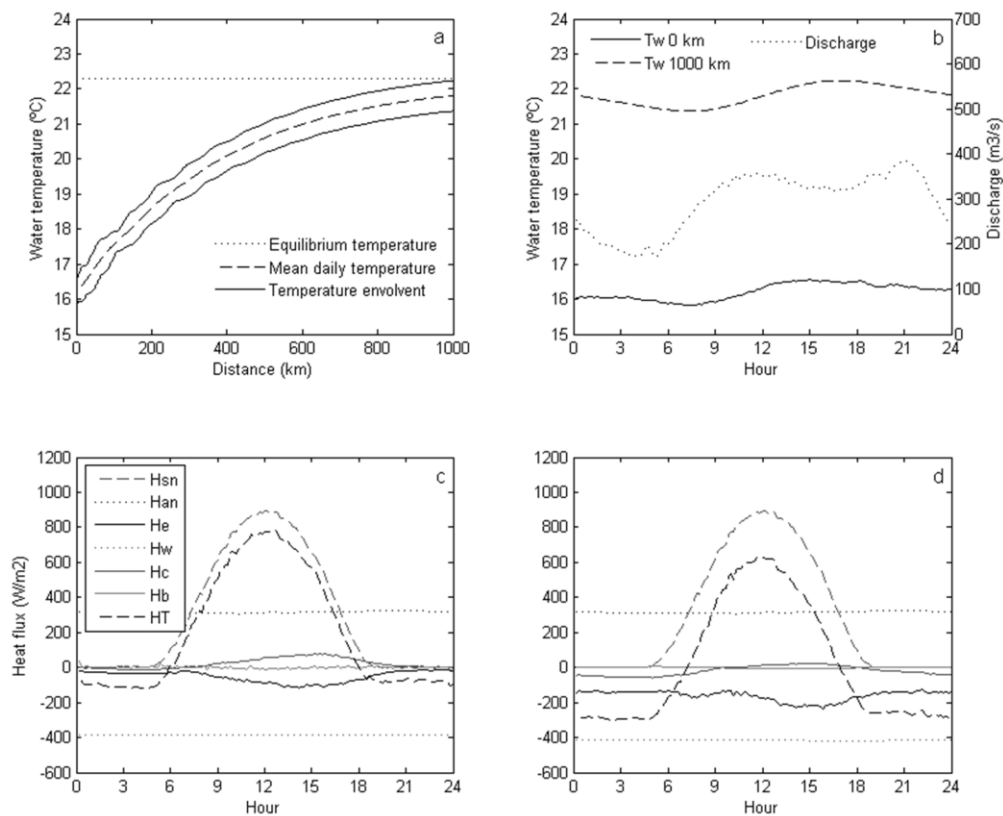


discharge is more than three times the observed in the spring of 2002, which means a more important thermal inertia. Also, water velocity is almost double, involving a transport of the disturbance further downstream, and the heat response is lower.

Figure 12.7a, Figure 12.8a, and Figure 12.9a show the simulated water temperatures along 1000 km long reaches with seasonal average initial water temperatures and meteorological parameters at Flix in the spring of 2001 (Figure 12.8), and at Pas de l'Ase in the fall of 2000 (Figure 12.7) and in the winter of 2002 (Figure 12.9). Each figure represents a different situation regarding the relation between T_{0m} and T_e : $T_{0m} > T_e$ is presented in Figure 12.7, $T_{0m} < T_e$ in Figure 12.8, and $T_{0m} \approx T_e$ in Figure 12.9. The initial and final temperatures and the initial discharge along

Figura 12.8: Simulació de la temperatura de l'aigua i de l'intercanvi de calor ($\Delta t = 600$ s) a Flix al llarg d'un tram teòric de 1000 km, usant dades del dia típic de la primavera de l'any 2001

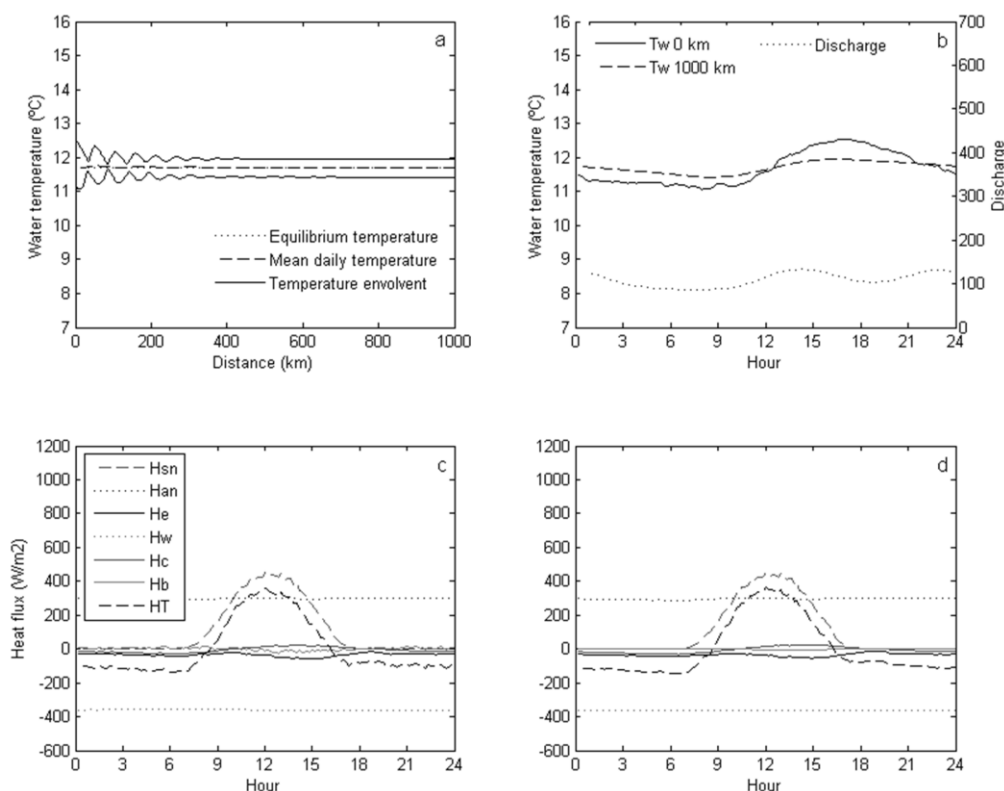
Figure 12.8: Simulation of water temperature and heat exchange ($\Delta t = 600$ s) along a theoretical 1000 km reach using typical daily data at Flix during the spring of 2001



the day are shown in Figure 12.7b, Figure 12.8b, Figure 12.9b. As water travels downstream, mean daily water temperature approaches mean daily equilibrium temperature and a steady state is eventually attained in which water temperature cycle remains the same as water flows downstream. Since the reservoirs alter the daily water temperature cycle, usually daily water temperature range and timing of the daily maxima and minima do not coincide with those of the thermal steady state. In some case, as in Figure 12.9, it is even possible that mean daily water temperature is in equilibrium, while its daily variation is not. When the daily thermal cycle is not a stationary situation, a pattern of nodes and antinodes of daily temperature range is created, disappearing as water gets near to the thermal equilibrium situation. The velocity with which water temperature approaches equilibrium depends on discharge and heat exchange. Figure 12.7c, Figure 12.8c, Figure 12.9c present the heat fluxes at the upstream end of the reach, and Figure 12.7d, Figure 12.8d, and Figure 12.9d at the downstream end. The main differences

Figura 12.9: Simulació de la temperatura de l'aigua i de l'intercanvi de calor ($\Delta t = 600$ s) al Pas de l'Ase al llarg d'un tram teòric de 1000 km, usant dades del dia típic de l'hivern de l'any 2002

Figure 12.9: Simulation of water temperature and heat exchange ($\Delta t = 600$ s) along a theoretical 1000 km reach using typical daily data at Pas de l'Ase during the winter of 2002



between upstream and downstream end heat fluxes are found in heat conduction and, mainly, evaporation (H_e). When $T_{0m} > T_e$, water temperature diminishes downstream, and evaporative losses decrease and conduction increases. On the other hand, when $T_{0m} < T_e$, losses of latent and sensible heat become more important as water temperature increases downstream. Finally, small changes in emitted long-wave radiation caused by the water temperature variation are also observed.

In the spring of 2001 (Figure 12.8), and also in other cases not shown, daily water temperature range varied irregularly with distance. This irregular behavior was caused by the daily pattern of discharge with two peaks of discharge, one in the morning and the other in the night. If the calculations were repeated for a constant discharge, a clear pattern of nodes and antinodes of daily water temperature range appeared.

12.5 Discussion

12.5.1 Heat exchange

The most important heat exchange in rivers generally takes place by radiative transfer (short wave, long wave), accounting for about 50-75 % of heat exchange, followed by evaporation, accounting about one quarter of the total heat exchange (Sinokrot & Stefan, 1993; Webb & Zhang, 1997; Evans *et al.*, 1998). The lower Ebro River is no exception. Radiative processes represented 77-79 % of the total heat exchange at Flix and about 70 % at Pas de l'Ase; evaporation accounted for 15-18 % of the heat exchange at Flix and 25 % at Pas de l'Ase; and the exchange of sensible heat amounted to about 5 % of the heat balance at Flix and a bit less than 4 % at Pas de l'Ase. Higher values of evaporation and lower values of sensible heat exchange at Pas de l'Ase were caused by the higher water temperatures downstream from the nuclear power plant of Ascó. The exchange of heat with the riverbed was insignificant, although some works state the importance of taking into account the heat exchanged with the riverbed in the heat balance (Sinokrot & Stefan, 1993; Hondzo & Stefan, 1994; Evans *et al.*, 1998). The reason for such a low value of H_b is the small daily water temperature range, of about 0.5-1 °C at Flix and 1-2 °C at Pas de l'Ase (Prats *et al.*, 2010).

Regarding the rate of heat exchange, the time constant $\bar{K}^{-1} \bar{K}^{-1}$ ranged between 1.5 days and 3 days for American rivers with an assumed depth of 1 m, or \bar{K} ranged between $3.86 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ and $7.72 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (Bogan *et al.*, 2003). Khangaonkar & Yang (2008) used a value of \bar{K} equal to $16.88 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, or \bar{K}^{-1} equal to 16.45 h, for the Clackamas River that is 0.75 m deep. In this work the values of the time constant range from about 3 days in the summer and up to more than 10 days in the winter. Clearly, the time of response of the river to mean daily heat exchange with the environment increases with discharge.

Heat fluxes present an important variability, spatial and temporal (Webb & Zhang, 1997, 2004; Evans *et al.*, 1998). Edinger *et al.* (1974) presented the value of the parameter K (Eq. 25) for different months of the year calculated from climatological data for Georgetown, S. C. An annual cyclic behavior occurred, with minimum values of $21.5 \text{ W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ in January and maximum values of $34.5 \text{ W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ in July. Webb & Zhang (2004) identified the seasonal patterns in rivers in Devon, UK, whereby net radiation and sensible heat were heat sources in the summer and heat sinks in the winter, and heat was lost by evaporation all the year round. The Ebro River study reach also presented a seasonal pattern, although of a somewhat different nature. While evaporation removed heat from the river throughout the year, radiative transfer was positive during the full year, most likely because of the lower latitude of the study area and correspondingly higher incoming solar radiation, and the higher air temperatures, which make atmospheric long-wave radiation more important. Sensible heat, instead, was negative during the fall at Flix, and during the fall and the winter at Pas de l'Ase. Overall, the river lost heat during the fall at Flix and during the fall and winter at Pas de l'Ase; it gained heat during the rest of the year. Maximum H_T occurred in the spring and minimum in the fall, instead than summer and winter respectively. The differences in the annual thermal regime with respect to the observations made by Webb & Zhang (2004) can be attributed to the thermal alterations caused by the reservoirs. The water temperature cycle downstream from the system of reservoirs of Mequinensa, Riba-roja and Flix is delayed by 19 days (Prats *et al.*, 2010), which has as a consequence increased losses of heat in the fall and increased gain of heat in the spring. On the annual time scale, being below the equilibrium temperature for most of the year, the river gained heat at both stations, although the gain was more important at Flix than at Pas de l'Ase.

The effect of regulation on river heat fluxes was noted by Webb & Zhang (1997, 2004) for the River Haddeo, UK. They found regulation effects were apparent particularly in modifying long-wave radiation, increasing losses in the autumn and winter months, but with low values in the

summer period. In the 1000 km long reach simulations for Flix data, similar seasonal differences are observed between upstream and downstream ends. Clearly, increased water temperatures in autumn and winter and reduced temperatures in spring and summer downstream from a reservoir make H_w increase in autumn and winter and decrease in spring and summer. Also, long-wave radiation emitted downstream from the nuclear plant of Ascó is higher than upstream because of the increased water temperatures. However, in contrast with Webb & Zhang's (1997, 2004) observations, in our case regulation had a more important effect on evaporation. The differences may be due to diverging environmental characteristics such as sheltering, windiness, air temperature, etc.

Of the heat exchange processes occurring in the river, many of them are functions of water temperature: evaporation, conduction with the atmosphere, emission of long-wave radiation and conduction with the riverbed. Evaporation and conduction with the atmosphere respond readily to changes in water temperature, because of the increased difference with respect to air temperature. A water temperature increase enhances losses of heat by conduction with the atmosphere and, mainly, evaporation. For example, at $T_a=15\text{ }^{\circ}\text{C}$, and $T_w=20\text{ }^{\circ}\text{C}$, an increase of $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ in water temperature amplifies the losses of heat by evaporation by 24 W m^{-2} and by exchange of sensible heat by 14 W m^{-2} . Water temperature changes are not big enough to induce important changes in emitted long-wave radiation, as for water temperatures between $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $35\text{ }^{\circ}\text{C}$ a water temperature increase of $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ causes an increase in emitted long wave radiation of only about $4\text{-}6\text{ W m}^{-2}$. Finally, changes in H_b are irrelevant. In consequence, we could say that the main mechanism for a river to recover from a water temperature alteration is a modification in the exchange of latent and sensible heat, given that the other heat exchange processes remain more or less the same after the alteration. This means that a heated river will have problems in losing the excess of heat if air is saturated with water, it is sheltered (by trees or orographic features) or wind is low.

12.5.2 Equilibrium temperature and water temperature alterations

Water temperature along a given reach depends on upstream conditions near its upstream end, as water flows downstream the upstream memory is gradually lost and meteorological conditions control water temperature. The transition from upstream control to weather control depends on travel time, and in consequence on distance and flow rate (Mohseni & Stefan, 1999). The

simulations made with 1000 km reaches show that in the Ebro River the distance necessary to attain the equilibrium can be of hundreds of kilometers. Having in mind that the river itself is 910 km long, a question arises. While water temperature in unaltered reaches of streams and rivers tends to equilibrium temperature, it could be possible that for some reaches and periods water temperature would not reach the steady state. Caissie *et al.* (2005) found better agreement between their equilibrium temperature model and measurements for a stream than for a river, and performance was worse when snowmelt occurred. It is clear that the higher the discharge, the longer it takes for water to reach equilibrium temperature, which could be an explanation for such an observation. Arrúe & Alberto (1986) also found that snowmelt caused high flows induced a clear decrease in water temperature at a middle course location in the Ebro River. Both facts prove that water temperature in certain parts of streams and rivers may not attain equilibrium temperature under certain circumstances (high discharge, etc.). For example, high discharges and thermal pollution make it more difficult for water to reach thermal equilibrium. Furthermore, this also means that if such circumstances are not taken into account, estimations of the magnitude of alterations or of shading based in equilibrium temperatures may be biased.

The results obtained in a previous paper (Prats *et al.*, 2010) show that the system of reservoirs of Mequinensa, Riba-roja and Flix made water temperature warmer in the fall and winter; and made water temperature cooler in the spring and summer. However, in the present paper mean daily water temperature is higher than mean daily equilibrium temperature in the fall and is lower in the rest of the year. To solve this apparent contradiction, two questions must be considered. The first one is whether water temperature was in equilibrium before entering the system of reservoirs. The other possibility is that meteorological conditions from the reach upstream from the reservoirs to that downstream change sufficiently to make equilibrium temperature decrease.

Since water temperature measurements previous to the alterations usually do not exist, in many water temperature alteration studies (e.g. Lessard & Hayes, 2003; Raddum *et al.*, 2008; Prats *et al.*, 2010) the effect on the thermal regime of the river or stream is assessed by comparing water temperature upstream and downstream from the alteration point. By doing so the assumption of equal equilibrium temperatures is accepted. However, meteorological variables and river hydraulics vary along the river with the natural consequence of varying steady state temperatures. Hence, while this methodology seems adequate for point disturbances such as thermal effluents, in the case of lineal alterations, such as reservoirs (especially long ones) or forest clearances, the results may not be accurate because of the different equilibrium

temperatures at the upstream and downstream sites. In consequence, for a more accurate assessment of the effect of such types of alteration, not only the difference between water temperatures at both sites should be considered, but also the difference between their respective equilibrium temperatures.

A great deal of research has been dedicated to the study of flow requirements for river and stream water temperature control at a point downstream from a reservoir (e.g. Gu *et al.*, 1999) and selective withdrawal has been suggested as a way to remedy the effects of regulation on water temperature (e.g. Sherman *et al.*, 2007). However, the occurrence of a pattern of nodes and antinodes downstream from a reservoir means that the use of a certain flow rate to minimize temperature effects at a single site can increase water temperature variation somewhere else. In consequence, it does not suffice to consider water temperature at one site or average temperatures along a given reach downstream from a reservoir, but it is necessary to consider water temperature all along the reach. Also, as shown by Khangaonkar & Yang (2008) and this work (Figure 12.9), the return to average daily values by selective withdrawal may not suffice as a remediation measure because phase effects resulting in increased daily temperature range at antinodes can still be sensed downstream.

12.5.3 Spatial organization of the river

According to the Serial Discontinuity Concept, a disturbance induces a modification of the spatial organization of the river by which just downstream from the alteration point the river characteristics resemble those towards headwater or seaward, depending on the type of alteration, and gradually approaches unaltered conditions as the water flows (Ward & Stanford, 1983, 1995; Sabater *et al.*, 1989; Stanford & Ward, 2001). The findings by Polehn & Kinsel (1997), Lowney (2000), Khangaonkar & Yang (2008), and Tang & Keen (2009) demonstrate that disturbances that alter the daily temperature cycle can induce a gradually fading node and anti-node pattern of daily temperature range. Given that the alterations in water temperature can affect the organisms downstream from the alteration point, modifying the composition of the communities, the organisms' life cycles, etc., this additional water temperature spatial variation could imply a superimposed longitudinal river community organization.

Growth rate and efficiency in aquatic organisms is higher in environments with fluctuating temperature (Sweeney & Schnack, 1977; Margalef, 1983) and in consequence it is expectable that differences in daily water temperature range result in differences in the structure of the biological community. Also, the water temperature range at the antinodes can be higher than natural water temperature range, which also means higher daily maximum temperatures and lower daily minimum temperatures. Higher maximum temperatures in the summer are cited by Khangaonkar & Yang (2008) as a motive of concern for salmon spawning criteria at the Clackamas River below the North Fork Hydroelectric Project. Lowney (2000) suggests that antinodes may create potential thermal barriers to migrating salmon, as high water temperatures inhibit migration and induce salmonids to seek thermal refuge in response to elevated water temperature (Torgersen *et al.*, 1999; Sutton *et al.*, 2007). The migration of eel, present in the Ebro River, also depends on water temperature (White & Knights, 1997; Baras *et al.*, 1998).

Such a spatial organization of the river, if it exists, most probably depends on the regularity of discharge. The more regular the discharge, the more constant the node-antinode spatial pattern, and the more like it has an influence on freshwater organism. On the other hand, if discharge were irregular, the organisms would be subject to an important stress caused by unpredictable discharge and water temperature variability. However, while the importance of habitat heterogeneity on water temperature variability and its associated influence on habitat structure and organisms' distribution on small spatial scales has been recognized (Poole & Berman, 2001), the importance for the organisms of longitudinal phase effects on water temperature, which take place in bigger spatial scales, have not yet been studied.

12.6 Conclusions

The heat balance of the river has been shown to be modified in response to thermal alterations. In order of importance of the heat flux modification, the processes altered by water temperature changes in the lower Ebro River are evaporation, sensible heat exchange and emission of long-wave radiation. Evaporation can have a limiting role in the capacity of the river to lose heat after a thermal discharge.

Water temperature alterations depend greatly on discharge and its variability. In the first place, the rate of discharge influences the distance necessary for water temperature to attain the steady state independently of the type of alteration (regulation or thermal effluent): the higher the

discharge the longer the distance. In the second place, for thermal discharges the intensity of the alteration depends on discharge by way of the dilution effect. In this case, sharp variations of flow can cause sharp variations in water temperatures and increase water temperature variability. The variability of flow rate can also induce irregularity in the pattern of nodes and antinodes of water temperature range downstream from reservoirs.

For an accurate estimation of the intensity of the alterations produced by infrastructures, actual water temperatures should be compared to steady state or mean daily equilibrium temperatures. Water temperature downstream from the system of reservoirs of Mequinensa, Riba-roja and Flix is higher than equilibrium temperature in the fall and lower in the rest of the year because of the alteration. The nuclear power plant increases water temperature throughout the year, implying an increase of the alteration in the fall and a reduction in the rest of the year. The recuperation distance depends on the discharge, magnitude of the alteration and climatological factors, and can embrace hundreds of kilometers in the lower Ebro River.

In this paper the possibility of a spatial organization of the biological communities of the river depending on the water temperature pattern caused by regulation and the interaction between water temperature and physiology, behavior, etc. has been discussed. More research is necessary to test this hypothesis.

12.7 Acknowledgments

The authors would like to thank ENDESA, the Ascó Nuclear Plant, CH Flix and the Miravet City Council for their help and for providing a place to install the measurement stations. Part of the data presented here was the result of projects CGL2004-05503-C02-01/02/HID and GL2008-06377-C02-01/02 funded by the *Programa de Recursos Hídricos del Plan Nacional de Investigación y Desarrollo*. One of the authors has benefitted of a FPI grant from the *Programa de Recursos Hídricos del Plan Nacional de Investigación y Desarrollo* and the European Social Fund.

12.8 References

- ALLAN, J.D. (1995) *Stream ecology. Structure and function of running waters*. Chapman & Hall, London. 388 p.
- ARRÚE, J.L. & ALBERTO, F. (1986) El régimen térmico de las aguas superficiales de la Cuenca del Ebro. *Anales de la Estación Experimental Aula Dei* 18 (1-2), 31-50.
- AUBINET, M. (1994) Longwave sky radiation parameterizations. *Solar Energy*, 53 (2), 147-154. doi:10.1016/0038-092X(94)90475-8.
- BARAS, E., JEANDRAIN, D.; SEROUGE, B.; PHILIPPART, J. C. (1998) Seasonal variations in time and space utilization by radio-tagged yellow eels *Anguilla anguilla* (L.) in a small stream. *Hydrobiologia*, 371/372, 187-198. doi: 10.1023/A:1017072213791.
- BARNES, J. R. & MINSHALL, G. W. (1983) *Stream ecology: application and testing of general ecological theory*. Plenum Press, New York. 399 p.
- BOGAN, T.; MOHSENI, O.; STEFAN, G. H. (2003) Stream temperature-equilibrium temperature relationship. *Water Resources Research*, 39 (9), 1245. doi: 10.1029/2003WR002034.
- BOGAN, T.; STEFAN, H. G.; MOHSENI, O. (2004) Imprints of secondary heat sources on the stream temperature/equilibrium temperature relationship. *Water Resources Research*, 40, W12510. doi:10.1029/2003WR002733.
- BONNET, M-P.; POULIN, M.; DEVAUX, J. (2000) Numerical modeling of thermal stratification in a lake reservoir. Methodology and case study. *Aquatic Sciences*, 62, 106-124. doi: 10.1007/s000270050001.
- BRUTSAERT, W. (1982) *Evaporation into the atmosphere. Theory, history and applications*. D. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, 299 pp.
- CAISSIE, D. (2006) The thermal regime of rivers: a review. *Freshwater Biology*, 51, 1389-1406. doi: 10.1111/j.1365-2427.2006.01597.x.
- CAISSIE, D.; SATISH, M. G.; EL-JABI, N. (2005) Predicting river water temperatures using the equilibrium temperature concept with application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). *Hydrological Processes*, 19, 2137–2159. doi: 10.1002/hyp.5684.
- CAMPBELL, J.W. & AARUP, T. (1989) Photosynthetically available radiation at high latitudes. *Limnology and Oceanography*, 34 (8), 1490-1499.
- CARSLAW, H.S. & JAEGER, J.C. (1959) *Conduction of Heat in Solids*. Oxford University Press, New York. 510 p.
- CHAMPION, P.D. & TANNER, C.C. (2000) Seasonality of macrophytes and interaction with flow in a New Zealand lowland stream. *Hydrobiologia*, 441, 1-12. doi: 10.1023/A:1017517303221.
- CHEN, Y.D., CARSEL, R.F., MCCUTCHEON, S.C., NUTTER, W.L. (1998) Stream Temperature Simulation of Forested Riparian Areas: I. Watershed-Scale Model Development. *Journal of Environmental Engineering*, 124 (4), 304-315. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9372(1998)124:4(304).
- DE DONCKER, L.; TROCH, P.; VERHOEVEN, R.; BAL, K.; DESMET, N.; MEIRE, P. (2009) Relation between resistance characteristics due to aquatic weed growth and the hydraulic capacity of the River Aa, *River Research and Applications*, 25 (10), 1287–1303. doi: 10.1002/rra.1240.
- DE MIGUEL, A.; BILBAO, J.; AGUIAR, R.; KAMBEZIDIS, H.; NEGRO, E. (2001) Diffuse solar irradiation model evaluation in the North Mediterranean belt area. *Solar Energy*, 70 (2), 143-153. doi:10.1016/S0038-092X(00)00135-3.

- EDINGER, J. E.; DUTTWEILER, D. W.; GEYER, J. C. (1968), The Response of Water Temperatures to Meteorological Conditions, *Water Resources Research*, 4 (5), 1137–1143. doi: 10.1029/WR004i005p01137.
- EDINGER, J.E.; BRADY, D.K.; GEYER, J.C. (1974) *Heat exchange and transport in the environment*. Publication. Number 74-049-00-3, Electric Research Institute. Palo Alto, CA.
- EVANS, E.C. & PETTS, G.E. (1997) Hyporheic temperature patterns within riffles. *Hydrological Sciences Journal*, 42 (2), 199-213. doi: 10.1080/02626669709492020.
- FANG, X. & STEFAN, H.G. (1998) Temperature variability in lake sediments. *Water Resources Research*, 34 (4), 717-729. doi: 10.1029/97WR03517.
- FLERCHINGER, G. N.; XIAO, W.; MARKS, D.; SAUER, T. J.; YU, Q. (2009) Comparison of algorithms for incoming atmospheric long-wave radiation, *Water Resources Research*, 45, W03423. doi: 10.1029/2008WR007394.
- GU, R.; MCCUTCHEON, S.; CHEN, C. (1999) Development of weather dependant flow requirements for river water temperature control. *Environmental Management*, 24, 529-540. doi:10.1007/s002679900252.
- HANNAH, D. M.; WEBB, B. W.; NOBILIS, F. (2008) River and stream temperature: dynamics, processes, models and implications. *Hydrological Processes*, 22, 899-901. doi: 10.1002/hyp.6997.
- HENDERSON-SELLERS, B. (1986) Calculating the Surface Energy Balance for Lake and Reservoir Modelling: A Review. *Reviews of Geophysics*, 24 (3), 625-649. doi: 10.1029/RG024i003p00625.
- HONDZO, M. & STEFAN, H.G. (1994) Riverbed heat conduction prediction. *Water Resources Research*, 30 (5), 1503-1513. doi: 10.1029/93WR03508.
- JANSSEN, P. H. M. & HEUBERGER, P. S. C. (1995) Calibration of process oriented models. *Ecological Modelling*, 83 (1-2), 55-66. doi: 10.1016/0304-3800(95)00084-9.
- KHANGAONKAR, T. & YANG, Z. (2008) Dynamic response of stream temperatures to boundary and inflow perturbation due to reservoir operations. *River Research & Applications*, 24, 420-433. doi: 10.1002/rra.1088.
- KONDRATYEV, K.Y. (1969) *Radiation in the atmosphere*. Academic Press, New York. 912 p.
- LESSARD, J.L. & HAYES, D.B. (2003) Effects of elevated water temperature on fish and macroinvertebrate communities below small dams. *River Research and Applications*, 19, 721-732. doi: 10.1002/rra.713.
- LOWNEY, C. L. (2000) Stream temperature variation in regulated rivers: Evidence for a spatial pattern in daily minimum and maximum magnitudes. *Water Resources Research*, 36 (10), 2947-2955. doi: 10.1029/2000WR900142.
- MARGALEF, R. (1983) *Limnología*. Editorial Omega, Barcelona. 1010 p.
- MOHSENI, O. & STEFAN, H.G. (1999) Stream temperature/air temperature relationship: a physical interpretation. *Journal of Hydrology*, 218 (3-4), 128-141. doi: 10.1016/S0022-1694(99)00034-7.
- POLEHN, R. A. & KINSEL, W. C. (1997) Transient temperature solution for stream flow from a controlled temperature source. *Water Resources Research*, 33 (1), 261-265. doi: 10.1029/96WR03016.
- POOLE, G. C.; BERMAN, C. H. (2001) An ecological perspective on in-stream temperature: natural heat dynamics and mechanisms of human-caused thermal degradation. *Environmental Management*, 27 (6), 787-802. doi: 10.1007/s002670010188.
- PRATS, J.; DOLZ, J.; ARMENGOL, J. (2009) Variabilidad temporal en el comportamiento hidráulico del curso inferior del río Ebro. *Ingeniería del Agua*, 16 (4), 259-272.
- PRATS, J.; VAL, R.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (2010) Temporal variability in the thermal regime of the lower Ebro river (Spain) and alteration due to anthropogenic factors. *Journal of Hydrology* 387 (1-2), 105-118.

- PREISENDORFER, R. W. & MOBLEY, C. D. (1986) Albedos and glitter patterns of a wind-roughened sea surface. *Journal of Physical Oceanography*, 16 (7), 1293-1316. doi: 10.1175/1520-0485(1986)016<1293:AAGPOA>2.0.CO;2.
- PUJOL, L. & SÁNCHEZ-CABEZA, J.A. (1999) Determination of longitudinal dispersion coefficient and velocity of the Ebro river waters (Northeast Spain) using tritium as a radiotracer. *Journal of Environmental Radioactivity*, 45 (1), 39-57. doi: 10.1016/S0265-931X(98)00075-7.
- PUJOL, L. & SÁNCHEZ-CABEZA, J.A. (2000) Use of tritium to predict soluble pollutants transport in Ebro River waters (Spain). *Environmental Pollution* 108 (2), 257-269. doi: 10.1016/S0269-7491(99)00185-2.
- RADDUM, G.G. & FJELLHEIM, A. (1993) Life cycle and production of *Baetis rhodani* in a regulated river in Western Norway: comparison of pre- and post-regulation conditions. *Regulated Rivers: Research & Management*, 8, 49-61. doi: 10.1002/rrr.3450080109.
- SABATER, F.; ARMENGOL, J.; SABATER, S. (1989) Measuring discontinuities in the Ter River. *Regulated Rivers: Research & Management*, 3, 133-142. doi: 10.1002/rrr.3450030113.
- SALENÇON, M-J. & THÉBAULT, J-M. (1997) *Modélisation d'écosystème lacustre*. Masson, Paris. 183 p.
- SCHAEFLI, B. & GUPTA, H. V. (2007) Do Nash values have value? *Hydrological Processes*, 21 (15), 2071-2080. doi: 10.1002/hyp.6825.
- SHERMAN, B.; TODD, C. R.; KOEHN, J. D.; RYAN, T. (2007) Modelling the impact and potential mitigation of cold water pollution on Murray cod populations downstream of Hume dam, Australia. *River Research and Applications*, 23 (4), 377-389. doi: 10.1002/rra.994.
- SILL, B.L. (1983) Free and forced convection effects on evaporation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109 (9), 1216-1231. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1983)109:9(1216).
- SINOKROT, B. A. & STEFAN, H. G. (1993) Stream Temperature Dynamics: Measurements and Modeling. *Water Resources Research*, 29 (7), 2299-2312. doi: 10.1029/93WR00540.
- STANFORD, J. A.; WARD, J.V. (2001) Revisiting the Serial Discontinuity Concept. *Regulated Rivers: Research & Management*, 17 (4-5), 303-310. doi: 10.1002/rrr.659.
- STEFAN, H.G.; DHAMOTHARAN, S.; SCHIEBE, F.R. (1982) Temperature/sediment model for a shallow lake. *Journal of the Environmental Engineering Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers* 108 (EE4), 750-765.
- SUTTON, R. J.; DEAS, M. L.; TANAKA, S. K.; SOTO, T.; CORUM, R. A. (2007) Salmonid observations at a Klamath River thermal refuge under various hydrological and meteorological conditions. *River Research and Applications*, 23 (7), 775-785. doi: 10.1002/rra.1026.
- SWEENEY, B. W. & SCHNACK, J. A. (1977) Egg development, growth, and metabolism of *Sigara alternata* (Say) (Hemiptera: Corixidae) in fluctuating thermal environments. *Ecology*, 58, 265-277. doi: 10.2307/1935602.
- TANG, H. S. & KEEN, T. R. (2009) Analytical Solutions for Open-Channel Temperature Response to Unsteady Thermal Discharge and Boundary Heating. *Journal of Hydraulic Engineering*, 135 (4), 327-332. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2009)135:4(327).
- TORGENSEN, C. E.; PRICE, D. M.; LI, H. W.; MCINTOSH, B. A. (1999) Multiscale thermal refugia and stream habitat associations of Chinook salmon in Northeastern Oregon. *Ecological Applications*, 9 (1), 301-319. doi: 10.1890/1051-0761(1999)009[0301:MTRASH]2.0.CO;2.
- VANNOTE, R. L.; MINSHALL, G. W.; CUMMINS, K. W.; SEDELL, J. R.; CUSHING, C. E. (1980) The River Continuum Concept. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 37 (1), 130-137. doi: 10.1139/f80-017.

- WARD, J. V. (1985) Thermal characteristics of running waters. *Hydrobiologia* 125, 31-46. doi: 10.1007/BF00045924.
- WARD, J. V. (1994) The structure and dynamics of lotic ecosystems. In: R. Margalef (ed.), *Limnology Now: A Paradigm of Planetary Problems*, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 195-218.
- WARD, J. V.; STANFORD, F. R. (1983) The serial discontinuity concept of lotic ecosystems. In: Fontaine, T.D., Bartell, S.M. (Eds.), *Dynamics of lotic ecosystems*. Ann Arbor Science, Ann Arbor, 29-42.
- WARD, J. V. & STANFORD, J. A. (1995) The Serial Discontinuity Concept: extending the model to floodplain rivers. *Regulated Rivers: Research & Management*, 10 (2-4), 159-168. doi: 10.1002/rrr.3450100211.
- WEBB, B.W. & ZHANG, Y. (1997) Spatial and seasonal variability in the components of the river heat budget. *Hydrological Processes* 11, 79-101. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199701)11:1<79::AID-HYP404>3.3.CO;2-E.
- WEBB, B. W. & ZHANG, Y. (2004) Intra-annual variability in the non-advective heat energy budget of Devon streams and rivers. *Hydrological Processes*, 18 (11), 2117-2146. doi: 10.1002/hyp.1463.
- WEBB, B. W.; HANNAH, D. M.; MOORE, R. D.; BROWN, L. E.; NOBILIS, F. (2008) Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes*, 22, 902-918. doi: 10.1002/hyp.6994.
- WHITE, E.M.; KNIGHTS, B. (1997) Environmental factors affecting migration of the European eel in the rivers Severn and Avon, England. *Journal of Fish Biology*, 50, 1104-1116. doi:10.1111/j.1095-8649.1997.tb01634.x.
- WILCOCK, R.J.; CHAMPION, P.D.; NAGELS, J.W.; CROKER, G.F. (1999). The influence of aquatic macrophytes on the hydraulic and physico-chemical properties of a New Zealand lowland stream. *Hydrobiologia*, 416, 203-214. doi: 10.1023/A:1003837231848.
- WILLMOTT, C. J. & MATSUURA, K. (2005) Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing model performance. *Climate Research*, 30 (1), 79-82. doi: 10.3354/cr030079.
- WOTTON, R.S. (1995) Temperature and lake-outlet communities. *Journal of Thermal Biology*, 20 (1/2), 121-125. doi: 10.1016/0306-4565(94)00042-H.

13 DISCUSSION

L'uomo sapeva prevedere, incrociare il futuro combinando i sensi con le ipotesi, il gioco preferito. Ma del presente l'uomo non capisce niente.

[...]

Il presente è la sola conoscenza che serve. L'uomo non ci sa stare nel presente.

Erri de Luca

Il peso della farfalla

13.1 Introducció

L'estudi del comportament tèrmic del riu i de les seues alteracions es justifica per la importància de la temperatura per a molts processos físics (densitat, viscositat, etc.), químics (solubilitat dels gasos, velocitats de reacció, etc.) i biològics (metabolisme, respiració, eclosió dels ous, etc.) de l'ecosistema fluvial. Algunes de les modificacions de la temperatura poden fins i tot afectar als usos humans de l'aigua (v. ap. 2.3.3). L'anàlisi dels possibles efectes de l'alteració de la temperatura sobre l'ecosistema i els usos antròpics és essencial per poder definir una millor política de gestió de l'ecosistema fluvial i dels recursos hídrics. Tot seguit es discuteixen alguns d'aquests punts.

13.2 Comportament tèrmic del riu i alteracions

13.2.1 Comportament tèrmic a llarg termini

En els últims anys s'ha observat un augment de la temperatura de l'aigua dels rius europeus a causa del canvi climàtic i la influència antròpica (Webb & Nobilis, 1994; Morrison *et al.*, 2002; Moatar & Gailhard, 2006; Prats *et al.*, 2007; Bonacci *et al.*, 2008; WWF, 2009). Aquest augment sembla haver-se accelerat en els últims 25-30 anys (WWF, 2009). En conjunció amb l'augment de la temperatura de l'aigua i de l'aire, s'ha observat un descens dels cabals a Europa (Morrison *et al.*, 2002; Ludwig *et al.*, 2004; Moatar & Gailhard, 2006; Prats *et al.*, 2007). La disminució del cabal dels rius està causada per diferents factors com són el canvi climàtic, les extraccions d'aigua i canvis en els usos del sòl (Gallart & Llorens, 2001; Zolezzi *et al.*, 2009). Es preveu que aquesta situació anirà a més. En efecte, els models climàtics preveuen un augment de la

temperatura de l'aire com a conseqüència del canvi climàtic (de Castro *et al.*, 2005; Llebot & Jorge Sánchez, 2005). Es preveu també un descens del cabal i un augment de la freqüència de les sequeres als rius del sud d'Europa, així com un increment dels cabals i de la freqüència de les riuades al nord (Arnell, 1999; Lehner *et al.*, 2006). Com a conseqüència d'aquests canvis s'esperen augments de la temperatura mitjana anual de l'aigua importants (Taula 13.1), que poden arribar fins als 7 °C al sud dels Estats Units (Cooter & Cooter, 1990). Els augments més importants es preveuen a la primavera, mentre que a l'hivern i estiu s'espera que siguin menors (Mohseni *et al.*, 1999; Pedersen & Sand-Jensen, 2007; WWF, 2009).

En el cas del riu Ebre, si bé ha estat possible determinar la tendència de la temperatura de l'aigua des de mitjans de segle XX, no hi ha estimacions sobre l'efecte esperat del canvi climàtic sobre la temperatura de l'aigua. Sovint s'estima aquest efecte a partir de la temperatura de l'aire

Taula 13.1: Augment estimat de la temperatura mitjana anual de l'aigua en rius a causa del canvi climàtic en diferents parts del món. Modificada a partir de WWF (2009)

Àrea geogràfica	Escenari	Augment de la temperatura mitjana anual	Referència
EUROPA			
Alemanya: riu Neckar	2021 – 2050	1,8 °C	WWF (2009)
AMÈRICA			
Estats Units: 803 localitats	2 × CO ₂	No significatiu (5 %) 2 – 5 °C (95 %)	Mohseni <i>et al.</i> (1999)
Estats Units: sud	2 × CO ₂	2,8 – 4,2 °C	Cooter & Cooter (1990)
Estats Units: Minnesota, 5 rius	2 × CO ₂	2,4 – 4,7 °C	Stefan & Sinokrot (1993)
ÀSIA			
Taiwan:	2010 – 2039	0,62 – 0,82 °C	Tung <i>et al.</i> (2006)
rierol ChiChiaWan	2040 – 2069	1,49 – 2,30 °C	
	2070 – 2099	2,60 – 3,64 °C	

predita per models climàtics globals mitjançant una relació lineal (Cooter & Cooter, 1990) o logística (Webb & Walsh, 2004; Pedersen & Sand-Jensen, 2007). Un avantatge d'aquests models, a més de la seua simplicitat, és que utilitzen només la temperatura de l'aire com a dades d'entrada. Tanmateix, són models de caràcter local que s'han de calibrar en cada localitat (Caissie *et al.*, 1998, 2001) i que són vàlids per a escales de temps llargues, per a períodes d'una setmana com a mínim (Erickson & Stefan, 2000). D'altra banda, no poden tenir en compte altres efectes climàtics derivats del canvi climàtic com són el descens de cabals, la variació en la distribució espacial i temporal de la precipitació, variacions en el número de dies amb núvols, canvis en el patró de vents, etc. És per això que a l'hora de determinar els efectes del canvi climàtic sobre la temperatura de l'aigua és preferible utilitzar un model determinista capaç d'utilitzar les prediccions de models climàtics globals (Morrison *et al.*, 2002; Haag & Luce, 2008). Aquests models simulen la temperatura de l'aigua a nivell de conca tenint en compte tots els processos físics rellevants, de forma que els resultats haurien de ser més acurats i permeten determinar la influència dels diversos processos hidrològics i tèrmics.

13.2.2 Comportament tèrmic a escala anual

Els estudis realitzats per Limnos (1997) i Ibàñez (1998) per caracteritzar l'efecte de la central nuclear d'Ascó sobre els organismes fluvials en l'estiu de 1997 no van poder mostrar que aquesta tingués un efecte negatiu. En aquell moment es va aduir que els organismes fluvials de l'Ebre són euriterms, amb tolerància a altes temperatures, de forma que l'elevació de la temperatura de l'aigua de l'Ebre quedava encara dins del rang de tolerància de les espècies. En aquesta Tesi, però, es mostra que a la primavera i estiu l'augment de temperatura produït per la central nuclear d'Ascó es produeix després d'una variació de la temperatura de signe contrari i magnitud semblant causada pels embassaments (capítol 8). D'aquesta forma, gràcies a l'acció de la central nuclear, la temperatura de l'aigua s'aproxima més ràpidament a la temperatura que seria d'esperar en condicions naturals. Tot i això, tal com s'explica en el capítol 12, en un dia típic de primavera o estiu la temperatura mitjana diària de l'aigua aigües avall de la central nuclear d'Ascó està encara per sota de la temperatura d'equilibri (com a dia típic d'un període de l'any s'entén un dia amb les característiques meteorològiques i hidrològiques mitjanes d'aquest període).

En canvi, durant la tardor i part de l'hivern tant el sistema d'embassaments com la central nuclear fan augmentar la temperatura de l'aigua i els seus efectes combinats fan que la temperatura mitjana diària supere la temperatura d'equilibri. En casos extrems, com en un dia típic de la tardor de 2001 (capítol 12), la diferència entre ambdues temperatures pot arribar als 5 °C. L'efecte d'un augment de la temperatura sobre els organismes aquàtics en els mesos freds no ha estat massa tractat en la bibliografia. De fet, en molts casos l'atenció s'adreça a les temperatures màximes estivals a causa de les seues conseqüències sobre la població de peixos (Beschta *et al.*, 1987; Gu *et al.*, 1999; Caissie *et al.*, 1998, 2001). Tanmateix, l'augment de la temperatura en altres èpoques de l'any pot tenir efectes sobre el cicle vital dels organismes aquàtics. Cid *et al.* (2008) mostren l'avançament de l'emergència de la palometa *Ephoron virgo* com a conseqüència de l'augment de la temperatura. Muñoz & Prat (1994) també indiquen que l'homogeneïtzació de les condicions ambientals al llarg del cicle anual (que inclou la reducció del rang tèrmic anual) pot afavorir la uniformització temporal de les comunitats de macroinvertebrats bentònics de l'Ebre: un allargament del període reproductor a causa de l'augment de la temperatura pot donar lloc a més d'una generació anual, la segona de les quals pot no arribar a completar el cicle dins de l'any en curs. A més, l'augment de la temperatura també podria donar lloc a una desincronització entre el cicle biològic i les condicions meteorològiques, de forma que els organismes amb una fase voladora emergissen en un període desfavorable per al vol per les baixes temperatures de l'aire.

13.2.3 Comportament tèrmic a escala diària

En el tram de riu Ebre estudiat, el comportament tèrmic està influenciat de forma clara per la presència del sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix. Aquests causen una important reducció del rang tèrmic diari i un desfasament del cicle diari de temperatures a la sortida del sistema d'embassaments (capítol 8). Com a resultat de l'alteració, aigües avall dels embassaments es crea un patró de variació de l'amplitud tèrmica al llarg del riu, caracteritzat per la presència de màxims (antinodes) i mínims (nodes) del rang tèrmic diari distribuïts regularment. Progressivament la temperatura de l'aigua convergeix a un estat estacionari (capítol 12). L'existència d'aquest tipus de patró ha estat demostrada experimentalment fa poc temps (Lowney, 2000; Khangaonkar & Yang, 2008; Tang & Keen, 2009).

A partir de consideracions teòriques es pot deduir que aquests patrons haurien de ser relativament freqüents i es poden donar de diferents maneres, no només aigües avall d'un

embassament. Per analitzar com es poden produir aquestes oscil·lacions regulars de l'amplitud tèrmica, seguim la solució analítica donada per Khangaonkar & Yang (2008). Siga T_0 la temperatura de l'aigua a l'inici del tram de riu considerat

$$T_0 = T_{0m} + AT_0 \sin(\omega t + \alpha) \quad (1)$$

on T_{0m} és la temperatura mitjana diària inicial i AT_0 és l'amplitud de la temperatura diària inicial. Siga T_{eq} la temperatura d'equilibri del tram considerat, la temperatura per a la qual el flux de calor entre l'aigua i l'ambient és nul,

$$T_{eq} = T_e + AT_e \sin(\omega t) \quad (2)$$

on T_e és la temperatura d'equilibri mitjana diària i AT_e és l'amplitud de la temperatura d'equilibri diària. A mesura que l'aigua es desplaça riu avall, la seua temperatura tendeix a aproximar-se a la temperatura d'equilibri, però sense arribar a assolir-la a excepció dels dos moments del dia en què el flux de calor s'anul·la (Edinger *et al.*, 1968). La temperatura que s'assoleix en l'estat estacionari es relaciona amb la temperatura d'equilibri de la forma següent

$$T(\infty, t) = T_e + AT_n \sin(\omega t - \beta) \quad (3)$$

amb

$$AT_n = \frac{\bar{K} AT_e}{\sqrt{\bar{K}^2 + \omega^2}} \quad (4)$$

i $\beta = \tan^{-1}(\omega / \bar{K})$. En l'Eq. (4) \bar{K} és un coeficient d'intercanvi de calor. Quan $T_0 = T(\infty, t)$, el riu es troba en estat estacionari i la temperatura de l'aigua és igual al llarg de tot el tram. Quan $T_0 \neq T(\infty, t)$, la temperatura al llarg del tram es pot calcular com

$$T(x,t) = T_e + AT_n \sin(\omega t - \beta) + \left\{ (T_{0m} - T_e) + AT_0 \sin \left[\omega \left(t - \frac{x}{u} \right) + \alpha \right] - AT_n \sin \left[\omega \left(t - \frac{x}{u} \right) - \beta \right] \right\} \cdot \exp \left(-\frac{\bar{K}}{u} x \right) \quad (5)$$

on u és la velocitat de l'aigua i x és la distància aigües avall. Aquesta fórmula ens permet calcular l'efecte dels diversos tipus d'alteracions que es poden produir en la temperatura mitjana diària T_{0m} , en l'amplitud tèrmica diària AT_0 i/o en la fase α .

Quan es produeix una alteració només de la temperatura mitjana diària, aquesta tendeix exponencialment a la temperatura d'equilibri mitjana diària amb l'augment de la distància, però l'amplitud tèrmica es manté constant al llarg del riu. Un exemple d'aquest tipus d'alteració és quan es produeix un vessament tèrmic constant, per exemple per l'ús de l'aigua del riu per a la refrigeració d'una central tèrmica o nuclear quan el cabal és constant (suposant que l'aigua evaporada en el procés es pot menysprear). El cas en què el cabal del riu no és constant és més complex i s'analitza més avall.

A partir de l'Eq. (5) es pot deduir que la condició per a la creació de nodes i antinodes del rang de temperatura és

$$AT_0 \sin \left[\omega \left(t - \frac{x}{u} \right) + \alpha \right] - AT_n \sin \left[\omega \left(t - \frac{x}{u} \right) - \beta \right] \neq 0 \quad (6)$$

i, a més, aquesta diferència ha de suficientment major que la diferència $T_{0m} - T_e$. Aquesta situació es pot produir per l'alteració de l'amplitud tèrmica i/o fase de la temperatura de l'aigua de forma que $AT_0 \neq AT_n$ i/o $\alpha \neq -\beta$. Endemés, també és possible que es produisca una variació dels fluxos de calor que afecten la temperatura d'equilibri i la temperatura assolida en l'estat estacionari, de forma que la temperatura de l'aigua ja no es trobe en estat estacionari. Per simplicitat, suposem que aquests canvis es produeixen de forma brusca. Tang & Keen (2009) donen una fórmula per calcular l'efecte de paràmetres que canvien linealment amb la distància.

A continuació es posen diferents casos de les alteracions que poden causar l'aparició d'una variació longitudinal de l'amplitud tèrmica diària en un riu:

- Els embassaments amb descàrrega d'aigua hipolimnètica com el de Mequinensa causen una reducció total o quasi total de la variabilitat diària de la temperatura de l'aigua (Barnes & Minshall, 1983; Ward, 1985; García de Jalón, 1996; Steel & Lange, 2007). Una situació semblant es produeix al naixement d'un riu, ja que la temperatura de l'aigua de la déu és pràcticament constant. En alguns rius d'alta muntanya s'ha observat un retard progressiu amb la distància dels màxims i mínims diaris de temperatura (Margalef, 1983), cosa que està associada amb l'establiment d'un patró de nodes i antinodes del rang de temperatura diària de l'aigua. En oposició a aquestes dades, Brown & Hannah (2008) troben una alta sincronia entre els màxims i mínims de temperatura de l'aigua d'una zona d'alta muntanya dels Pirineus francesos. Això podria ser degut a baixos cabals, que farien que la temperatura de l'aigua depengués més de l'intercanvi de calor amb l'entorn que de la temperatura de l'aigua aigües amunt, encara que és difícil saber-ho del cert ja que en l'article no s'esmenta el valor dels cabals.
- La variabilitat diària de la temperatura de l'aigua pot augmentar quan es combina l'efecte d'un vessament tèrmic constant i una important variació diària dels cabals a causa de les necessitats de turbinat de les centrals hidroelèctriques. En el riu Ebre aquesta situació es dona sovint a l'estiu aigües avall de la central nuclear d'Ascó, tal com s'ha mostrat en el capítol 12. Aquest tipus d'alteració pot causar també un desfasament de la temperatura (modificació d' α).
- Una reducció del cabal com a efecte d'una derivació o subtracció d'aigua té com a conseqüència una reducció de la inèrcia tèrmica del riu i, en conseqüència, un augment de la variabilitat tèrmica diària (Meier *et al.*, 2003).
- La entrada d'un afluent amb una major amplitud tèrmica diària causa una augment de l'amplitud tèrmica del riu. A més, el desequilibri és encara més gran si tenim en compte que l'augment del cabal fa que el riu tinga una major inèrcia tèrmica i que, per tant, l'amplitud tèrmica en l'estat estacionari AT_n siga menor. La importància d'aquest efecte depèn dels cabals respectius i de la diferència d'amplitud tèrmica diària dels dos rius.
- La reducció de l'amplitud tèrmica diària es pot produir per l'entrada d'aigua subterrània (Brown *et al.*, 2006) o d'un afluent amb una menor variabilitat tèrmica. En aquest cas, és més difícil que es done una variació significativa de l'amplitud amb la distància, donat que l'augment de cabal també fa disminuir l'amplitud tèrmica de l'estat estacionari. La importància de l'efecte dependrà de la magnitud de la diferència d'amplituds tèrmiques

dels dos fluxos d'aigua i de l'efecte causat per l'augment de cabal sobre els intercanvis de calor.

- En alguns casos, els magencs per sí sols poden augmentar o disminuir la variabilitat tèrmica diària en funció de l'època de l'any, a més de produir un desfasament (Zolezzi *et al.*, 2010).
- A part de les variacions de cabal, altres factors poden afectar l'intercanvi de calor entre l'aigua i l'ambient: bloqueig de la radiació solar per la vegetació riberenca (disminució d' AT_n) (Beschta *et al.*, 1987), efecte d'arrecerament que fa disminuir l'intercanvi de calor latent i sensible amb l'aire (disminució d' AT_n), augment de l'amplada i disminució de la profunditat que fan augmentar la quantitat de calor intercanviat per m^3/s (augment d' AT_n), etc. Malcolm *et al.* (2008) van observar una reducció de la variabilitat i un retard progressiu dels màxims diaris de la temperatura d'un riu en passar de camp obert a un tram amb presència de bosc de ribera. Els autors van atribuir aquests canvis a l'efecte de “la conca local i topografia de la llera, a l'ombra del bosc de ribera i a interaccions complexes entre l'advecció de calor i l'intercanvi de calor a nivells més locals”. Però es tracta d'efectes típics de l'establiment d'un patró de nodes i antinodes d'amplitud tèrmica diària. D'altra banda, Moore *et al.* (2005) observen un augment de l'amplitud de la temperatura de l'aigua d'un riu de capçalera en passar d'una zona amb presència de bosc de ribera a una zona en què aquest havia estat talat. Tanmateix, no observen un progressiu retard dels màxims i mínims, ni la presència de nodes i antinodes. Aquest efecte podria ser degut al baix cabal, inferior a $0,1 m^3/s$ durant la major part del temps.

Si bé potser no siga tan fàcil de trobar un patró de nodes i antinodes com el predit per l'Eq. (5) a causa de l'heterogeneïtat espacial del riu, la imatge que sorgeix després de veure aquests exemples és que l'aparició d'heterogeneïtats espacials en el rang tèrmic diari d'un riu ha de ser un aspecte bastant més freqüent que no es pensava. Un exemple d'això podria ser l'estudi de Geijskes (1942) fet al llarg de tot el riu Marowijne, que fa de frontera entre la Guaiana Francesa i el Surinam, en què si bé hi ha trams on l'amplitud diària era uniforme, n'hi havia d'altres amb importants diferències. D'altra banda, pel que fa al possible efecte d'aquestes heterogeneïtats tèrmiques espacials sobre l'organització de les comunitats biològiques, només tenim coneixement de dos treballs. El primer és el de Malcolm *et al.* (2008), que van intentar determinar l'efecte de la variabilitat diària de la temperatura sobre els salmònids, però sense arribar a conclusions clares a causa de factors que no s'havien pogut mesurar durant l'estudi. El segon és el de Toffolon *et al.* (2010), que van observar un augment de la deriva de

macroinvertebrats en coincidència amb el pols tèrmic en un experiment de laboratori. Per tant, és una qüestió que queda oberta.

13.3 Efecte de la temperatura sobre les centrals nuclears

A causa de la influència de l'augment de la temperatura de l'aigua sobre el funcionament de les centrals nuclears (v. ap. 2.3.3), Koch & Vögele (2009) i Rübbelke & Vögele (2011) estimen que el canvi climàtic pot incidir en el funcionament de les centrals tèrmiques europees produint una disminució de la producció elèctrica, un augment dels costos i un increment de la demanda d'aigua. Tanmateix, el mètode que utilitzen té un parell de punts dèbils. En primer lloc, llur model estima la temperatura de l'aigua mitjançant la fórmula de Mohseni *et al.* (1998) a partir de la temperatura de l'aire estimada pels models climàtics. Aquesta fórmula dona una estimació de la temperatura de l'aigua en situació d'equilibri, sense alteracions. Però en funció del recorregut del riu i de les possibles alteracions tèrmiques prèvies, el riu no necessàriament es troba en equilibri tèrmic (v. cap. 12, ap. 13.2). Sense tenir en compte aquests factors, no es pot determinar de forma acurada l'impacte esperat del canvi climàtic sobre la temperatura de l'aigua i sobre les centrals nuclears. D'altra banda, tal com es mostra en aquesta tesi (cap. 12), en un riu cabalós l'alteració tèrmica causada per un efluent tèrmic es pot sentir encara a una gran distància del punt on es realitza el vessament. Per tant, quan hi ha diverses centrals tèrmiques en un mateix riu, les centrals aigües amunt poden afectar la funcionalitat de les centrals situades aigües avall en rius cabalosos, per la dificultat del riu per perdre calor. En conseqüència, el treball de Koch & Vögele (2009) i Rübbelke & Vögele (2011) es pot considerar com una primera aproximació al problema. Una solució més acurada des del punt de vista físic, seria necessàriament més complexa. Caldria utilitzar models de la temperatura de l'aigua a nivell de conca hidrogràfica com els de Morrison *et al.* (2002) o Haag & Luce (2008), que tinguessen en compte el transport i intercanvi de calor al llarg del riu en funció dels canvis en la meteorologia causats pel canvi climàtic, així com les alteracions que s'hi produïsquen.

Per assegurar el subministrament elèctric i per evitar les conseqüències econòmiques de les reduccions de potència i de les parades, en diverses ocasions s'ha optat per suavitzar les condicions de compliment dels límits de pol·lució tèrmica. Va ser el cas dels estius extraordinàriament càlids de 2003 a 2006, en què el govern francès va modificar a l'alça els límits de l'escalfament causat pels efluent de les centrals nuclears d'EDF per tal d'assegurar el

subministrament elèctric (Kopytko & Perkins, 2010). També la central nuclear d'Ascó, anteriorment a 1990 i per tant abans de la construcció de la torre d'evaporació de tiratge natural, va haver de demanar la suspensió temporal del límit d'increment de la temperatura en situacions de sequera (Lozano *et al.*, 1996). Des del punt de vista socioeconòmic i, fins i tot, de seguretat, aquestes mesures són justificables per fer front a una situació extraordinària. Des del punt de vista ambiental, el relaxament del compliment dels límits d'escalfament no fa més que agreujar una situació d'alta temperatura de l'aigua, que pot ser d'estrès per als organismes aquàtics àdhuc ja abans del vessament tèrmic. És cert que els rius tenen una certa resiliència o capacitat de tornar a l'estat original després d'una alteració i que en certs rius, com els rius mediterranis, les alteracions importants puntuals (sequeres, riuades) formen part de la dinàmica natural del sistema. Ara bé, quan la situació esdevé crònica, o siga es donen diversos anys seguits de sequeres o s'observa una major freqüència d'altres temperatures estivals i cabals baixos, les raons en favor d'aquest tipus d'actuació disminueixen i es fa necessari prendre solucions de tipus tècnic o de gestió.

Les solucions en l'àmbit de la gestió inclouen tant l'administració interna de la central nuclear com el maneig extern dels recursos de què depèn (el cabal del riu, principalment). En el primer cas, els gestors de les centrals nuclears poden programar les parades de recàrrega dels reactors, que sol durar un mes, de forma que coincidisca amb l'època de majors temperatures anuals per evitar els problemes de refrigeració (FECSA, 1978; Rübbelke & Vögele, 2011). En el segon cas, els responsables de l'administració dels recursos hídrics de la zona on es troba la central (la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre en el cas de la central nuclear d'Ascó) poden regular els cabals del riu de forma que es limite l'impacte de les centrals nuclears (Koch & Vögele, 2009; Rübbelke & Vögele, 2011). Tanmateix, la factibilitat de la regulació dels recursos depèn de l'evolució de les condicions ambientals i de la demanda de recursos hídrics. D'una banda s'espera una reducció dels recursos hídrics al centre d'Europa. De l'altra, l'augment de la temperatura de l'aire comporta també una major evaporació i, en conseqüència, una major necessitat d'aigua per als cultius. És per tant molt probable que en un futur hi haja una important competència pels recursos i que l'adjudicació dels mateixos a una funció o una altra no resulti gens fàcil.

Les solucions de tipus tècnic són diverses i inclouen la modificació del disseny de les centrals nuclears: disseny de reactors amb una major eficiència, localització de les centrals en zones d'aigües més fredes, revisió de les especificacions tècniques de funcionament de les centrals

nuclears per adaptar-se a les noves condicions, o ampliació de la capacitat de refrigeració. Algunes d'aquestes solucions, com el disseny de reactors més eficients o la tria de la localització, corresponen a l'etapa de planificació de les centrals, de forma que només són aplicables quan es construeixen noves centrals nuclears. Altres, com la revisió de les especificacions tècniques, ja han dut a modificacions per tal de millorar la refrigeració dels reactors (Autorité de Sûreté Nucléaire, 2010). L'any 1990 la CHE va requerir a la central nuclear d'Ascó la construcció d'una torre d'evaporació de tiratge natural per augmentar la capacitat de refrigeració (Lozano *et al.*, 1996). Gràcies a això, a diferència de les centrals franceses i alemanyes, durant l'onada de calor de 2003 la central nuclear d'Ascó no es va veure afectada per les altes temperatures (Consejo de Seguridad Nuclear, 2003). Tanmateix, la construcció de torres d'evaporació presenta també inconvenients com són la salinització dels terrenys pròxims pel transport de sals contingudes en l'aigua evaporada per l'aire, l'impacte visual de la torre i del plomall o l'augment de l'evaporació, a més del cost de l'obra i de manteniment (World Nuclear Association, 2010a).

Finalment, si bé les centrals nuclears s'han presentat com una solució per a la producció d'energia reduint les emissions de CO₂, les qüestions tractades en aquest punt, així com algunes altres assenyalades per Kopytko & Perkins (2010) i el recent accident a la central de Fukushima, han fet sorgir la discussió sobre la conveniència de substituir les centrals nuclears per altres tipus de centrals elèctriques. Rübbelke & Vögele (2011), per exemple, apunten a la possibilitat de substituir les tèrmiques per centrals que no necessiten refrigeració, com són centrals solars. Als Estats Units, en canvi, diversos estudis (EPRI, 2002; DOE/NETL, 2008, 2009) apunten a una major eficiència de les centrals tèrmiques de carbó respecte a les nuclears, si bé han estat contestats per la World Nuclear Association (2010a, 2010b) que afirma que algunes qüestions no estan justificades i que hi ha factors que no s'han tingut en compte. De qualsevol manera, la conveniència de la construcció de noves centrals nuclears o de la seua substitució per altres tipus d'energia és una qüestió que cal analitzar en profunditat, tenint en compte la sostenibilitat ambiental i la seguretat.

13.4 Efectes de la temperatura de l'aigua sobre el transport de sediments

Donada la influència de la temperatura sobre els processos sedimentaris (v. ap. 2.3.1), és d'interès preguntar-se si les alteracions de la temperatura observades en el riu Ebre poden tenir algun efecte en la seva dinàmica geomorfològica. Per respondre a la pregunta podem fer alguns

càlculs senzills. En primer lloc, es pot expressar la taxa de sedimentació com (Jørgensen & Bendoricchio, 2001)

$$s = \frac{1}{3} \frac{\rho_p - \rho_w}{\mu}, \quad (8)$$

amb ρ_p la densitat de la partícula, ρ_w la densitat de l'aigua i μ la viscositat dinàmica de l'aigua. Si considerem un gra d'arena amb $\rho_p = 2,6 \text{ g/cm}^3$, amb un augment de la temperatura de l'aigua de 3 °C la taxa de sedimentació augmenta al voltant d'un 9-10% per a baixes temperatures (0-8 °C) i al voltant d'un 6-7 % per a altes temperatures (22-32 °C). D'altra banda, el nombre de Reynolds granular s'expressa com (Taylor, 1971; Hong *et al.*, 1984; Martín Vide, 2002)

$$\text{Re}_* = \frac{v_* D}{\nu}, \quad (9)$$

on ν és la viscositat cinemàtica de l'aigua. La velocitat de cisallament es pot obtenir com

$$v_* = \sqrt{\tau \rho_w}, \quad (10)$$

on τ és la tensió de cisallament. Es pot prendre $D = D_{50}$ com a mida del sediment. La mida mediana del sediment superficial aigües avall de Flix és 37-38 mm (Vericat & Batalla, 2006; Vericat *et al.*, 2006). Com es pot veure en la Taula 13.2, el nombre de Reynolds calculat en el riu

Taula 13.2: Tensió de cisallament i nombre de Reynolds granular al riu Ebre per a diversos cabals

Cabal (m^3/s)	τ (N/m^2) [†]	Re_* ‡
725	30	5776
1135	37	6415
1355	39	6586
1700	47	7230
2000	52	7605
2500	63	8371

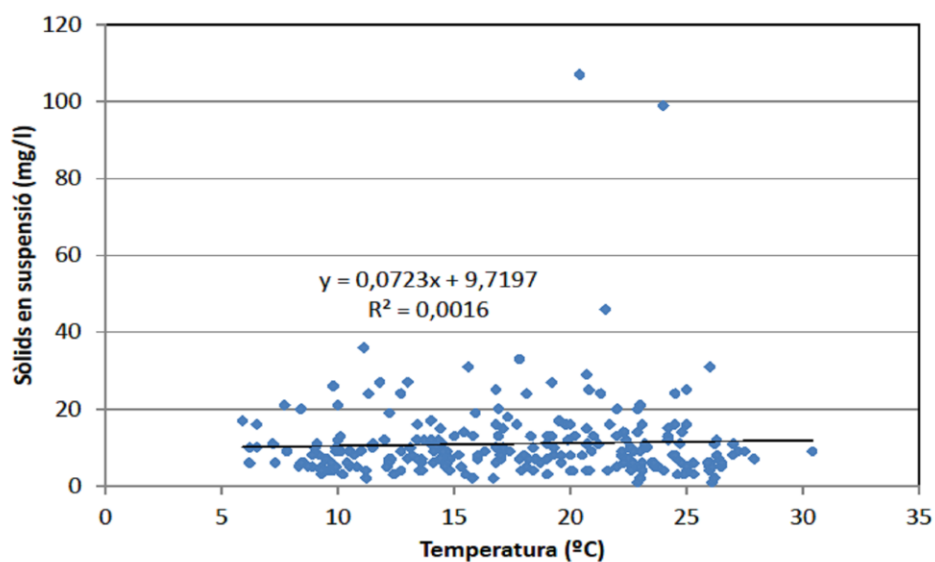
[†] Vericat *et al.* (2006)

[‡] Calculat per a $D_{50} = 38 \text{ mm}$ i $T = 15 \text{ °C}$

Ebre aigües avall dels embassaments és molt gran i d'acord amb el treball de Taylor (1971) una variació de la temperatura no hauria d'afectar el volum de sediments transportats en aquest tram. Tot i que la taxa de sedimentació augmente amb la temperatura, la turbulència és prou gran per anul·lar aquest efecte. Els mostrejos mensuals de temperatura i sòlids en suspensió de la xarxa SAICA de la CHE confirmen aquests resultats teòrics (Figura 13.1).

Tanmateix, Roura (2004) va observar un patró estacional de la concentració de sediments a l'eix principal de l'Ebre entre Castejón de Ebro i Mequinensa. Durant l'època humida les concentracions són més baixes, mentre que durant l'estiatge les concentracions són relativament altes. Per explicar aquest fenomen, Roura (2004) apunta diverses hipòtesis: els retorns de regadius, que tenen lloc sobretot a l'estiu; el despreniment de sediments dels marges del riu, majors a altes temperatures; i l'erosió eòlica, que és important a l'estiu quan es deixen en guaret els camps de secà. Una altra hipòtesi que caldria afegir-hi és la de la temperatura, ja que un patró estacional semblant, associat a la temperatura de l'aigua, va ser observat al riu Colorado (Garde & Ranga Raju, 1985).

Figura 13.1: Sòlids en suspensió a Tortosa en funció de la temperatura de l'aigua. Font: xarxa SAICA (CHE), 1980-2001



13.5 Aspectes legals i de gestió

L'alteració de la temperatura de l'aigua per part de les centrals nuclears espanyoles està limitat per imperatiu legal, tant pel que fa a l'augment de la temperatura de l'aigua entre punts situats aigües amunt i aigües avall de la central (3 °C en mitjana) com pel que fa a la temperatura màxima que pot assolir l'aigua escalfada (30 °C). En canvi, aquestes restriccions no s'apliquen al funcionament dels embassaments, que tal com es mostra en aquesta tesi poden modificar la temperatura de l'aigua amb una intensitat igual o major que les centrals nuclears. Des del punt de vista de la conservació dels hàbitats aquàtics i d'igualtat davant la llei, seria lògic establir les mateixes limitacions a ambdós tipus d'activitat.

D'altra banda, hi ha algunes qüestions de la Directiva 2006/44/CE que caldria comentar a la vista dels resultats d'aquesta tesi. Aquesta directiva estableix els límits de qualitat exigibles a les aigües continentals que requereixen protecció o millora per a ser aptes per a la fauna piscícola, que inclouen límits de la temperatura de l'aigua (Taula 13.3).

En primer lloc, la directiva usa la temperatura natural com a temperatura de referència per avaluar l'alteració tèrmica, si bé no es defineix què s'entén com a temperatura natural. En la pràctica, es considera com a temperatura natural la temperatura aigües amunt del vessament tèrmic. Ara bé, pot ser que aquesta temperatura siga ja alterada per un altre vessament tèrmic pròxim o, en el cas de grans rius, fins i tot llunyà, de forma que el resultat final siga una alteració respecte de la veritable temperatura natural major al límit establert (1,5 °C o 3 °C en funció del tipus d'aigües). Si bé es podria pensar en utilitzar com a alternativa dades de temperatura anteriors en el temps a les alteracions tèrmiques, això no és possible en la majoria de casos a causa de la inexistència d'aquestes dades. A més, com es pot deduir de l'anàlisi de la temperatura a llarg termini (capítols 6, 8), les temperatures naturals en temps passats podrien ser diferents de les temperatures naturals actuals a causa de canvis en la climatologia. En conseqüència, probablement la millor opció seria utilitzar com a referència la temperatura d'equilibri. En qualsevol cas, seria necessari tenir un bon coneixement del comportament tèrmic del riu en el lloc del vessament.

Taula 13.3: Límits de temperatura de les aigües continentals que requereixen protecció o millora per a ser aptes per a la vida piscícola (Directiva 2006/44/CE)

Aigües salmonícoles	Aigües ciprinícoles	Freqüència mínima de mostreig i mesura	Observacions
La temperatura mitjana aigües avall d'un vessament (en el límit de la zona de mescla) no haurà de superar la temperatura natural en més de:		Setmanal, aigües amunt i avall del punt de vessament tèrmic	Caldrà evitar variacions massa brusques de temperatura
1,5 °C	3 °C		
Els Estats membres podran decidir excepcions limitades geogràficament en condicions particulars si l'autoritat competent pogués provar que dites excepcions no tindran conseqüències perjudicials per al desenvolupament equilibrat de les poblacions de peixos.			
El vessament tèrmic no haurà de tenir com a conseqüència que la temperatura de la zona situada aigües avall del punt de vessament tèrmic (en el límit de la zona de mescla) supere els valors següents:			
21,5 °C*	28 °C*		
En els períodes de reproducció de les espècies que necessiten aigua freda per a la seua reproducció, i exclusivament en les aigües que poden contenir dites espècies s'aplicarà el límit de:			
10 °C*	10 °C*		
*Els límits de temperatura podran ser superats durant un 2 % del temps. A més, podran no aplicar-se aquests límits quan es donen circumstàncies meteorològiques excepcionals o circumstàncies geogràfiques especials, o quan es done un enriquiment natural que done lloc a un incompliment dels valors prescrits.			

Un altre aspecte legal a considerar és la recomanació que no es produïsquen variacions massa brusques de la temperatura. Aquesta recomanació no queda trasposta en la legislació espanyola (Real Decret 927/1988), cosa comprensible donat que la directiva no defineix què constitueix una variació massa brusca de la temperatura, ni si es tracta d'una variació massa brusca en l'espai o en el temps. De fet, si tenim en compte la poca informació present en la bibliografia sobre l'efecte de les variacions brusques de temperatura en els organismes fluvials, és difícil definir aquest concepte. A més, la freqüència de mesura setmanal establerta com a mínima no permet detectar variacions temporals brusques de temperatura.

Una altra qüestió en relació a les variacions brusques de temperatura és que a vegades pot ser difícil determinar de qui n'és la responsabilitat, ja que l'alteració de la temperatura causada per un vessament tèrmic no depèn només del mateix vessament, sino també del cabal. Per exemple, en el cas del riu Ebre el cabal pot ser modificat de forma important pels embassaments (capítol 5) i, quan hi ha cabals baixos, les variacions brusques de cabal poden causar variacions brusques de la temperatura a causa del temps de resposta que necessita la central nuclear d'Ascó per endegar altres torres de refrigeració i fer-hi front (capítol 12). Per evitar aquestes oscil·lacions brusques seria de gran utilitat que la central hidroelèctrica de Riba-roja compartís amb la central nuclear informació en temps real sobre els cabals alliberats. A la vegada, seria necessari modelitzar el comportament tèrmic del riu des de la presa de Riba-roja fins a la central nuclear d'Ascó, tenint en compte el calor alliberat al riu per la central nuclear, cosa que es podria fer ampliant el model desenvolupat en aquesta tesi. D'aquesta forma, seria possible predir l'alteració de la temperatura de l'aigua amb antelació i regular el sistema de refrigeració de la central per tal evitar oscil·lacions massa brusques de la temperatura i optimitzar-ne el funcionament. La realització d'aquesta tasca comporta algunes dificultats, entre les quals es troba la necessitat d'estimar el comportament futur de la temperatura del riu a partir de dades actuals. Utilitzant mètodes estocàstics és possible estimar els valors futurs d'una variable (temperatura de l'aigua, temperatura de l'aire, humitat relativa, etc.) a partir dels valors presents i passats (per exemple, Caissie *et al.*, 1998).

D'altra banda, en la legislació ambiental no es té en consideració la distància necessària perquè el riu recupere una temperatura natural. Tal com s'ha demostrat en aquesta tesi (capítols 8, 12) i com mostren altres autors (Preece & Jones, 2002; Khangaonkar & Yang, 2008), la distància de recuperació pot ser molt gran en rius cabalosos afectant grans extensions de l'ecosistema fluvial. A més, no només s'afecta a l'ecosistema fluvial, sinó que també es pot arribar a afectar a altres usos situats aigües avall, com podria ser la capacitat de refrigeració d'una central nuclear.

13.6 Conclusions

13.6.1 Règim tèrmic interanual

Els registres de temperatura de l'aigua mostren que la temperatura de l'aigua de l'Ebre i d'altres rius europeus va augmentar durant la segona meitat del segle passat, en concomitància amb un descens del cabal. Presumiblement, aquesta tendència continuarà durant el present segle d'acord amb les prediccions dels models climàtics globals. No hi ha prediccions de la influència del canvi

climàtic sobre la temperatura de l'aigua per al cas del riu Ebre. Un model que permetés calcular els efectes del canvi climàtic a partir de les prediccions dels models climàtics globals seria de gran utilitat per a predir les conseqüències sobre la disponibilitat d'aigua i els efectes sobre l'ecosistema, de forma que es poguessen establir estratègies per a la mitigació dels efectes i polítiques per a una gestió òptima del recurs i de l'estat ecològic.

D'altra banda, l'augment de temperatures i el descens de cabal a causa del canvi climàtic està afectant al funcionament de les centrals tèrmiques i nuclears arreu d'Europa creant importants problemes de generació de l'electricitat. A curt termini, el problema es pot afrontar principalment amb canvis en la gestió i modificacions tècniques. En el riu Ebre, aquests problemes es van afrontar ja fa alguns anys amb la construcció d'una torre d'evaporació de tiratge natural.

13.6.2 Règim tèrmic anual

Els resultats de l'estudi de la temperatura del tram inferior de l'Ebre mostren que el seu règim tèrmic anual presenta alteracions importants durant l'hivern i part de la tardor a causa de l'impacte combinat del sistema d'embassaments i de la central nuclear d'Ascó. Aquestes alteracions poden afectar al cicle biològic dels organismes fluvials.

La protecció dels ecosistemes aquàtics pel que fa a la modificació de la temperatura de l'aigua es podria millorar amb canvis en la legislació basats en un millor coneixement del comportament tèrmic fluvial. Aquests canvis podrien incloure la fixació de límits d'alteració tèrmica per als embassaments i la determinació d'una distància màxima d'afectació.

No sembla que l'alteració de la temperatura afecte als processos sedimentaris fluvials aigües avall del sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix.

13.6.3 Règim tèrmic diari

El cicle diari de la temperatura de l'aigua al tram inferior de l'Ebre és alterat per la presència del sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix i de la central nuclear d'Ascó. Aquesta alteració té com a conseqüència l'establiment d'un patró longitudinal de nodes i antinodes de l'amplitud tèrmica diària i un retard progressiu amb la distància dels màxims i mínims diaris de

temperatura. Aquest patró es va debilitant a mesura que la temperatura s'aproxima a l'estat estacionari. Un comportament semblant ha estat predit i observat aigües avall d'embassaments, si bé d'acord amb consideracions teòriques i dades publicades en la bibliografia seria d'esperar que fos un fenomen relativament freqüent.

Es podrien limitar les alteracions produïdes per la central nuclear d'Ascó mitjançant millores en la gestió que inclouen la cessió d'informació de cabals en temps real per part de la central hidroelèctrica de Riba-roja i la modelització de la temperatura de l'aigua en el tram comprès entre la presa de Riba-roja i la central nuclear d'Ascó.

Hi ha un escàs coneixement dels efectes de la variabilitat diària de la temperatura i de les seues oscil·lacions brusques sobre els organismes fluvials. Un millor coneixement de la resposta dels organismes i comunitats fluvials a la temperatura en l'escala diària permetria determinar si les heterogeneïtats espacials de temperatura tenen un paper en l'organització espacial de l'ecosistema fluvial, a més de proporcionar noves dades per a una adequada gestió de l'ecosistema.

13.7 Referències

- ARBAT, M.; SÁNCHEZ-JUNY, M.; BLADÉ, E.; DOLZ, J. (2009) Modelación bidimensional del Embalse de Ribarroja de Ebro con CE-QUAL-W2. *Jornadas de Ingeniería del Agua 2009*, Madrid.
- ARBAT, M.; BLADÉ, E.; DE POURCQ, K.; SÁNCHEZ-JUNY, M.; DOLZ, J.; LÓPEZ, P.; ARMENGOL, J.; JAIME, F. (2011) Dinámica sedimentaria del extremo aguas arriba del embalse de Ribarroja (río Ebro). En: R. Romeo García, M. Andreu Mir, F. Hijós Bitrián, R. Lafuente Dios, M. Rubín de Célix Caballero, M. de Andrés Rodríguez-Trelles, A. Carrasco Mínguez, M. S. Martín-Cleto Sánchez, M. A. Pérez de Ágreda, & J. M. Villarroel González-Elípe (eds.), *Dam maintenance and rehabilitation II*, Taylor & Francis Group, Londres, 657-664.
- ARBAT, M.; BLADÉ, E.; SÁNCHEZ-JUNY, M.; DOLZ, J.; COBOS CAMPOS, G.; POLANCO, L. (2011) Estudio en modelo numérico del transporte sólido en suspensión del río Segre en la cola del embalse de Ribarroja de Ebro. En: R. Romeo García, M. Andreu Mir, F. Hijós Bitrián, R. Lafuente Dios, M. Rubín de Célix Caballero, M. de Andrés Rodríguez-Trelles, A. Carrasco Mínguez, M. S. Martín-Cleto Sánchez, M. A. Pérez de Ágreda, & J. M. Villarroel González-Elípe (eds.), *Dam maintenance and rehabilitation II*, Taylor & Francis Group, Londres, 633-641.
- ARNELL, N. W. (1999) The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. *Global Environmental Change*, 9, 5-13. doi: 10.1016/S0959-3780(98)00015-6.
- AUTORITE DE SURETE NUCLEAIRE (2010) *Rapport de l'ASN sur l'état de la sûreté nucléaire et de la radioprotection en France 2009*. Autorité de Sûreté Nucléaire, París, França.
- BARNES, J. R. & MINSHALL, G. W. (1983) *Stream ecology: application and testing of general ecological theory*. Plenum Press, Nova York. 399 p.
- BESCHTA, R. L.; BILBY, R. E.; BROWN, G. W.; HOLTBY, L. B.; HOFSTRA, T. D. (1987) Stream temperature and aquatic habitat: fisheries and forestry interactions. In: E. O. Salo & T. W. Cundy (eds.), *Streamside Management: Forestry and Fishery Interactions*, Institute of Forest Resources, University of Washington, Seattle, WA, 191-232.
- BONACCI, O.; TRINIĆ, D.; ROJE-BONACCI, T. (2008) Analysis of the water temperature regime of the Danube and its tributaries in Croatia. *Hydrological Processes*, 22, 1014-1021. doi: 10.1002/hyp.6975.
- BOOGERT, A. & DUPONT, D. (2005) The nature of supply side effects on electricity prices: The impact of water temperature. *Economics Letters*, 88, 121-125. doi: 10.1016/j.econlet.2004.12.029.
- BROWN, L. E. & HANNAH, D. M. (2008) Spatial heterogeneity of water temperature across an alpine river basin. *Hydrological Processes*, 22, 954-967. doi: 10.1002/hyp.6982.
- BROWN, L. E.; HANNAH, D. M.; MILNER, A. M. (2006) Thermal variability and stream flow permanency in an alpine river system. *River Research and Applications*, 22, 493-501. doi: 10.1002/rra.915.
- CAISSIE, D.; EL-JABI, N.; ST-HILAIRE, A. (1998) Stochastic modelling of water temperatures in a small stream using air to water relations. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 25 (2), 250-260.
- CAISSIE, D.; EL-JABI, N.; SATISH, M.G. (2001) Modelling of maximum daily water temperatures in a small stream using air temperatures. *Journal of Hydrology*, 251, 14-28. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00427-9.
- CARRERAS I CANDI, F. (1993) *La navegació al riu Ebre. Notes històriques*. Direcció General de Ports i Costes, Barcelona. 380 pp.

- CID, N.; IBÁÑEZ, C.; PRAT, N. (2008). Life history of the burrowing mayfly *Ephoron virgo* (Olivier, 1791) (Ephemeroptera: Polymitarcyidae) in the lower Ebro River: a comparison after 18 years. *Aquatic Insects*, 30 (3), 163-178. doi: 10.1080/01650420802010356.
- COLE, T. M. & WELLS, S. A. (2008) *CE-QUAL-W2: A Two-Dimensional, Laterally Averaged, Hydrodynamic and Water Quality Model, Version 3.6. User Manual*. Instruction Report EL-08-1. U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC. 715 p.
- COOTER, E. J. & COOTER, W. S. (1990) Impacts of greenhouse warming on water temperature and water quality in the southern United States. *Climate Research* 1, 1-12.
- CONSEJO DE SEGURIDAD NUCLEAR (2003). *Funcionamiento de las centrales nucleares españolas: altas temperaturas de agua*. Nota de prensa, 12 d'agost de 2003.
- DE CASTRO, M.; MARTÍN-VIDE, J.; ALONSO, S. (2005) El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI. In: J. M. Moreno (Coord.). *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, Espanya, 1-64.
- DOE/NETL (2008) *Estimating Freshwater Needs to Meet Future Thermoelectric Generation Requirements*. Informe DOE/NETL-400/2008/1339. Department of Energy, National Energy Technology Laboratory, Estats Units. 108 p.
- DOE/NETL (2009) *Water Requirements for Existing and Emerging Thermoelectric Plant Technologies*. Informe DOE/NETL-402/080108. Department of Energy, National Energy Technology Laboratory, Estats Units. 26 p.
- DOLZ, J.; PRATS, J.; ROURA, M.; VAL, R.; ARMENGOL, J. (2006) Incidència dels embassaments de Mequinensa, Ribarroja i Flix en el règim tèrmic i en el transport de sòlids en suspensió del riu Ebre. En: D. Barceló & J. Ros (dirs.), *L'Aigua, un recurs fonamental: Jornades Científiques de l'Institut d'Estudis Catalans*, 155-165.
- EDINGER, J. E.; DUTTWEILER, D. W.; GEYER, J. C. (1968), The Response of Water Temperatures to Meteorological Conditions, *Water Resources Research*, 4 (5), 1137-1143. doi: 10.1029/WR004i005p01137.
- EPRI (2002) *Water & Sustainability (Volume 3): U.S. Water Consumption for Power Production-The Next Half Century*. Informe Núm. 1006786. Electric Power Research Institute, Inc., Palo Alto, Califòrnia. 57 p.
- ERICKSON, T.R. & STEFAN, H.G. (2000) Linear air/water temperature correlations for streams during open water periods. *Journal of Hydrologic Engineering* 5 (3), 317-321. doi: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2000)5:3(317).
- ESPANYA (1988) Real Decreto 927/1988, de 29 de julio, por el que se aprueba el Reglamento de la Administración Pública del Agua y de la Planificación Hidrológica, en desarrollo de los títulos II y III de la Ley de Aguas. *Boletín Oficial del Estado*, 209, 31 de agosto, 26412-26425.
- FECSA (1978) *Las Centrales de Ascó y el río Ebro*. Fuerzas Eléctricas de Cataluña, Secretaría del Departamento de Construcción y Equipos, Barcelona. 28 p.
- FLUMEN (2009) *Estudio de la dinámica sedimentaria y batimetría de precisión del embalse de Ribarroja*. Estudi realitzat per encàrrec de la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre. 113 p.
- FLUMEN (2010) *Estudio en modelo numérico de la hidrodinámica del Segre en el entorno de Mequinensa*. Estudi realitzat per encàrrec d'Ingeniería 75 a proposta de la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre. 29 p.
- GALLART, F. & LLORENS, P. (2001) Water resources and environmental change in Spain. A key issue for sustainable integrated catchment management. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 27, 7-16.
- GARCÍA DE JALÓN, D. (1996) Impactos de las modificaciones del régimen térmico en las comunidades fluviales. In: J. Dolz; Puertas, J.; Aguado, A.; Agulló, L. *Efectos térmicos en presas y embalses*. Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Madrid. 226 p.

- GARDE, R. J.; RANGA-RAJU, K. G. (1985) *Mechanics of sediment transport and alluvial stream problems*. Wiley, Nova York, N.Y. 618 p.
- GEIJSKES, D. C. (1942) Observations on Temperature in a Tropical River. *Ecology*, Vol. 23 (1), 106-110.
- GONZÁLEZ, O. (2007) *Modelització de la hidrodinàmica d'un embassament. Aplicació al cas de l'embassament de Riba-roja al riu Ebre*. Tesina d'especialitat ETSECCPB, Universitat Politècnica de Catalunya, 82 p.
- GU, R.; MCCUTCHEON, S.; CHEN, C. (1999) Development of weather dependant flow requirements for river water temperature control. *Environmental Management*, 24, 529-540. doi:10.1007/s002679900252.
- GUILLÉN, J. & PALANQUES, A. (1992). Sediment hydrodynamics in the lower course of a river highly regulated by dams: the Ebro River. *Sedimentology*, 39, 567-579. doi: 10.1111/j.1365-3091.1992.tb02137.x.
- GUILLÉN, J.; DÍAZ, J. I.; PALANQUES, A. (1992) Cuantificación y evolución durante el siglo XX de los aportes de sedimento transportado como carga de fondo por el río Ebro al medio marino. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5, 27-37.
- HAAG, I. & LUCE, A. (2008) The integrated water balance and water temperature model LARSIM-WT. *Hydrological Processes*, 22, 1046-1056. doi: 10.1002/hyp.6983.
- HONG, R.-J.; KARIM, M. F.; KENNEDY, J. F. (1984) Low-Temperature Effects on Flow in Sand-Bed Streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110 (2), 109-125. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:2(109).
- HUU, C. D. (2007) Effects of temperature and salinity on the suspended sand transport. *International Journal of Numerical Methods for Heat & Fluid Flow* 17 (5), 512-521. doi: 10.1108/09615530710752973.
- IBÁÑEZ, C. (1998) *Anàlisi i conclusions dels resultats de l'estudi dels efectes de l'abocament tèrmic de la central d'Ascó sobre les comunitats biològiques*. Departament de Medi Ambient, Junta de Sanejament, Barcelona. 22 p.
- IBÁÑEZ, C.; PRAT, N.; CANICIO, A. (1996). Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro River and its estuary. *Regulated Rivers: Research & Management*, 12, 51-62. doi: 10.1002/(SICI)1099-1646(199601)12:1<51::AID-RRR376>3.0.CO;2-I.
- IBÁÑEZ, C.; PRAT, N.; CANICIO, A.; CURCÓ, A. (1999) *El delta del Ebro, un sistema amenazado*. Bakeaz, Bilbao, Espanya. 109 p.
- IDECE (2008) *Memoria de l'Institut per al Desenvolupament de les Comarques de l'Ebre 2007*. Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Institut per al Desenvolupament de les Comarques de l'Ebre, Tortosa. 39 p.
- IDECE (2009) *Memoria de l'Institut per al Desenvolupament de les Comarques de l'Ebre 2008*. Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Institut per al Desenvolupament de les Comarques de l'Ebre, Tortosa. 47 p.
- JØRGENSEN, S. E. & BENDORICCHIO, G. (2001) *Fundamentals of Ecological Modelling*. Elsevier, Amsterdam, Holanda. 530 p.
- KHANGAONKAR, T. & YANG, Z. (2008) Dynamic response of stream temperatures to boundary and inflow perturbation due to reservoir operations. *River Research & Applications*, 24, 420-433. doi: 10.1002/rra.1088.
- KOCH, H. & VÖGELE, S. (2009) Dynamic modelling of water demand, water availability and adaptation strategies for power plants to global change. *Ecological Economics*, 68, 2031-2039. doi:10.1016/j.ecolecon.2009.02.015.
- KOPYTKO, N. & PERKINS, J. (2010) Climate change, nuclear power, and the adaptation-mitigation dilemma. *Energy Policy*. doi:10.1016/j.enpol.2010.09.046.

- LEHNER, B.; DÖLL, P.; ALCAMO, J.; HENRICH, T.; KASPAR, F. (2006) Estimating the impact of global change on flood and draught risks in Europe: a continental integrated analysis. *Climatic Change*, 75, 273-299, doi: 10.1007/s10584-006-6338-4.
- LIMNOS (1997) *Estudi dels efectes de l'abocament tèrmic de la central nuclear d'Ascó sobre les comunitats biològiques*. Núm. projecte CE017685, Junta de Sanejament, Barcelona, Espanya. 50 p.
- LLEBOT, J. E. & JORGE SÁNCHEZ, J. (2005) *Informe sobre el canvi climàtic a Catalunya: resum executiu*. Generalitat de Catalunya, Departament de la Presidència, Consell Assessor per al Desenvolupament Sostenible de Catalunya, Barcelona. 214 p.
- LOWNEY, C. L. (2000) Stream temperature variation in regulated rivers: Evidence for a spatial pattern in daily minimum and maximum magnitudes. *Water Resources Research*, 36 (10), 2947-2955. doi: 10.1029/2000WR900142.
- LOZANO, J.; BORONAT, E.; GARCÍA SÁNCHEZ, J.; UBALDE, L.; BOADA, F.; RAMÓN, G.; VIVES, E.; ULACIA, F.; PRIETO, J. (1996) Actualización de la Central. *Nuclear España*, 159, 9-13.
- LUDWIG, W.; SERRAT, P.; CESMAT, L. & GARCIA-ESTEVE, J. (2004) Evaluating the impact of the recent temperature increase on the hydrology of the Têt Tiver (Southern France). *Journal of Hydrology* 289, 204-221. doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.11.022.
- MALCOLM, I. A.; SOULSBY, C.; HANNAH, D. M.; BACON, P. J.; YOUNGSON, A. F.; TETZLAFF, D. (2008) The influence of riparian woodland on stream temperatures: implications for the performance of juvenile salmonids. *Hydrological Processes*, 22, 968-979. doi: 10.1002/hyp.6996.
- MARGALEF, R. (1983) *Limnología*. Editorial Omega, Barcelona. 1010 p.
- MARTÍN VIDE, J. P. (2002) *Ingeniería de ríos*. Edicions UPC, Barcelona. 331 p.
- MEIER, W.; BONJOUR, C.; WÜEST, A.; REICHERT, P. (2003) Modeling the effect of water diversion on the temperature of mountain streams. *Journal of Environmental Engineering*, 129 (8), 755-764. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9372(2003)129:8(755).
- MOATAR, F. & GAILHARD, J. (2006) Water temperature behaviour in the river Loire since 1976 and 1881. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 319-328. doi: 10.1016/j.crte.2006.02.011.
- MOHSENI, O.; STEFAN, H. G.; ERICKSON, T. R. (1998) A nonlinear regression model for weekly stream temperatures. *Water Resources Research*, 34 (10), 2685-2692. doi: 10.1029/98WR01877.
- MOHSENI, O.; ERICKSON, T. R.; STEFAN, H. G. (1999) Sensitivity of stream temperatures in the United States to air temperatures projected under a global warming scenario. *Water Resources Research*, 35, 12, 3723-3733. doi: 10.1029/1999WR900193.
- MOORE, R. D.; SUTHERLAND, P.; GOMI, T.; DHAKAL, A. (2005) Thermal regime of a headwater stream within a clear-cut, coastal British Columbia, Canada. *Hydrological Processes*, 19, 2591-2608. doi: 10.1002/hyp.5733.
- MORRISON, J.; QUICK, M. C.; FOREMAN, M. G. G. (2002) Climate change in the Fraser River watershed: flow and temperature projections. *Journal of Hydrology*, 263 (1-4), 230-244. doi: 10.1016/S0022-1694(02)00065-3.
- MUÑOZ, I. & PRAT, N. (1994) Macroinvertebrate community in the lower Ebro river (NE Spain). *Hydrobiologia*, 268, 65-78. doi: 10.1007/BF00008498.
- PEDERSEN, N. L. & SAND-JENSEN, K. (2007) Temperature in lowland Danish streams: contemporary patterns, empirical models and future scenarios. *Hydrological Processes* 21, 348-358, doi: 10.1002/hyp.6237.
- PRAT, N.; IBÀÑEZ, C. (2003) *Avaluació crítica del Pla Hidrològic Nacional i proposta per a una gestió sostenible de l'aigua del Baix Ebre*. Institut d'Estudis Catalans, Barcelona, Espanya. 127 p.

- PRATS, J.; VAL, R.; ARMENGOL, J.; DOLZ, J. (2007) A methodological approach to the reconstruction of the 1949-2000 water temperature series in the Ebro River at Escatrón. *Limnetica*, 26 (2), 293-306.
- PRATS, J.; ARMENGOL, J.; MARCÉ, R.; SÁNCHEZ-JUNY, M.; DOLZ, J. (2011) Dams and Reservoirs in the Lower Ebro River and Its Effects on the River Thermal Cycle. En: D. Barceló & M. Petrovic (eds.), *The Ebro River Basin, Hdb. Env. Chem.* 13, 77-95.
- PREECE, R.M. & JONES, H.A. (2002) The effect of Keepit Dam on the temperature regime of the Namoi River, Australia. *River Research and Applications* 18, 397-414. doi: 10.1002/rra.686.
- RIBA I ARDERIU, O. (2001) La problemàtica actual del delta de l'Ebre: possibles actuacions. *El Delta de l'Ebre: estudi multidisciplinari. Arxius de les seccions de ciències* 131, 9-14.
- ROMERO, J. R. & IMBERGER, J. (2003) Effect of a flood underflow on reservoir water quality: Data and three-dimensional modeling. *Archiv für Hydrobiologie*, 157 (1), 1-25. doi: 10.1127/0003-9136/2003/0157-0001.
- ROMERO, J. R.; HIPSEY, M. R.; ANTENUCCI, J. P.; HAMILTON, D. (2003) *Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model: CAEDYM v2. v2.0 Science Manual*. Centre for Water Research, University of Western Australia. 85 p.
- ROURA, M. (2004). *Incidència de l'embassament de Mequinensa en el transport de sòlids en suspensió i la qualitat de l'aigua del riu Ebre*. Tesi doctoral, Facultat de Biologia, Universitat de Barcelona, Barcelona. 145 p.
- RÜBBELKE, D. & VÖGELE, S. (2010) Impacts of climate change on European critical infrastructures: The case of the power sector. *Environmental Science & Policy*. doi: 10.1016/j.envsci.2010.10.007.
- SALGADO, A. (2008) *Optimització de paràmetres del model hidrodinàmic de l'embassament de Riba-roja al riu Ebre*. Tesina d'especialitat ETSECCPB, Universitat Politècnica de Catalunya. 111 p.
- SANZ MONTERO, M. E.; AVENDAÑO SALAS, C.; COBO RAYÁN, R. (2001) Influencia del complejo de embalses Mequinenza-Ribarroja-Flix (río Ebro) en la morfología del cauce situado aguas abajo. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14 (1-2), 3-17.
- SARDÀ, J. (2006) *Avaluació de la viabilitat econòmica de la navegabilitat del tram final del riu Ebre*. Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Institut per al Desenvolupament de les Comarques de L'Ebre, Tortosa, 92 p.
- SEO/BIRDLIFE (1997) *Pla Delta XXI: directrius per a la conservació i el desenvolupament sostenible al delta de l'Ebre*. SEO/BirdLife, Deltebre. 102 p.
- STEEL, E. A. & LANGE, I. A. (2007) Using wavelet analysis to detect changes in water temperature regimes at multiple scales: effects of multi-purpose dams in the Willamette River basin. *River Research and Applications* 23, 351-359. doi: 10.1002/rra.985.
- STEFAN, H. G. & SINOKROT, B. A. (1993) Projected global climate change impact on water temperatures in five north central U.S. streams. *Climatic Change* 24 (4), 353-381.
- TANG, H. S. & KEEN, T. R. (2009) Analytical Solutions for Open-Channel Temperature Response to Unsteady Thermal Discharge and Boundary Heating. *Journal of Hydraulic Engineering*, 135 (4), 327-332. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2009)135:4(327).
- TAYLOR, B. D. (1971) *Temperature effects in alluvial streams*. California Institute of Technology, Report No. KH-R-27. 204 p.

- TOFFOLON, M.; SIVIGLIA, A.; ZOLEZZI, G. (2010) Effetti ecoidraulici di hydropreaking e thermopreaking nei corsi d'acqua alpini. *XXXII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, 14-17 de setembre de 2010, Palermo (Itàlia).
- TUNG, CH. P.; LEE, T. Y.; YANG, Y. CH. (2006) Modelling climate-change impacts on stream temperature of Formosan landlocked salmon habitat. *Hydrological Processes* 20, 1629-1649. doi: 10.1002/hyp.5959.
- UNIÓN EUROPEA (2006) Directiva 2006/44/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 6 de septiembre, relativa a la calidad de las aguas continentales que requieren protección o mejora para ser aptas para la vida de los peces. *Diario Oficial de la Unión Europea*, 25 de setembre, 264, 20-31.
- VARELA, J. M.; GALLARDO, A.; LOPEZ DE VELASCO, A. (1986) Retención de sólidos por los embalses de Mequinenza y Ribarroja. Efectos sobre los aportes al Delta del Ebro. En: M. G. Mariño (ed.) *El sistema integrado del Ebro*, Gráficas Hermes, Madrid.
- VERICAT, D. & BATALLA, R. J. (2006) Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 79, 72-92. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.09.017.
- VERICAT, D.; BATALLA, R. J.; GARCIA, C. (2006) Breakup and reestablishment of the armour layer in a large gravel-bed river below dams: The lower Ebro. *Geomorphology*, 76, 122-136. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.10.005.
- WARD, J. V. (1985) Thermal characteristics of running waters. *Hydrobiologia* 125, 31-46. doi: 10.1007/BF00045924.
- WEBB, B. W. & NOBILIS, F. (1994) Water temperature behaviour in the River Danube during the twentieth century. *Hydrobiologia*, 291, 105-113. doi: 10.1007/BF00044439.
- WEBB, B.W. & WALSH, A.J. (2004) Changing UK river temperatures and their impact on fish populations. In: *Hydrology: Science & Practice for the 21st Century*. Vol. II. British Hydrological Society, Londres.
- WORLD NUCLEAR ASSOCIATION (2010a) *Cooling Power Plants* [en línea]. [Consulta: 10 de novembre de 2010]. Disponible a: <http://www.world-nuclear.org/info/cooling_power_plants_inf121.html>
- WORLD NUCLEAR ASSOCIATION (2010b) *Is the Cooling of Power Plants a Constraint on the Future of Nuclear Power?* [en línea]. [Consulta: 10 de novembre de 2010]. Disponible a: <<http://www.world-nuclear.org/uploadedFiles/org/reference/pdf/PS-cooling.pdf>>
- WWF (2009) *The potential impact of climate change on stream water temperatures*. WWF Germany, Frankfurt am Main. 24 p.
- ZOLEZZI, G.; BELLIN, A.; BRUNO, M. C.; MAIOLINI, B. & SIVIGLIA, A. (2009) Assessing hydrological alterations at multiple temporal scales: Adige River, Italy. *Water Resources Research* 45, W12421, doi: 10.1029/2008WR007266.
- ZOLEZZI, G.; SIVIGLIA, A.; TOFFOLON, M.; MAIOLINI, B.; (2010) Thermopreaking in Alpine streams: event characterization and time scales. *Ecohydrology*, n/a. doi: 10.1002/eco.132.

14 CONCLUSIONS

*Is all our Life, then, but a dream
Seen faintly in the Golden gleam
Athwart Time's dark resistless stream?*

*Bowed to the earth with bitter woe,
Or laughing at some raree-show,
We flutter idly to and fro.*

*Man's little Day in haste we spend,
And, from its merry noontide, send
No glance to meet the silent end.*

Lewis Carroll
Sylvie and Bruno

14.1 Aportacions metodològiques a l'estudi del comportament tèrmic dels rius

14.1.1 Estimació de la temperatura mitjana anual de l'aigua a partir de mesures històriques

- La disponibilitat de mesures històriques de la temperatura de l'aigua és limitada i la metodologia utilitzada sovint no és homogènia. Per resoldre aquest problema, s'ha desenvolupat una metodologia basada en el bootstrap per a la determinació del grau d'incertesa, variabilitat i biaix de les estimacions de la temperatura mitjana anual derivades de diferents tipus de mesures de la temperatura de l'aigua. Aquesta metodologia ha permès arribar a les següents conclusions:
 - L'estimació de la temperatura mitjana anual a partir de mesures diàries de la temperatura màxima i mínima de l'aigua és molt acurada.
 - L'estimació de la temperatura mitjana anual a partir de mesures diàries de la temperatura de l'aigua realitzades a una determinada hora del dia té un biaix bastant constant, que pot ser corregit en certs casos.
 - L'estimació de la temperatura mitjana anual de l'aigua a partir de mesures de la temperatura de l'aigua realitzades al voltant d'una certa hora en un dia del mes variable és esbiaixada i té una alta variabilitat, per la qual cosa és poc fiable.

14.1.2 Càlcul de l'intercanvi de calot entre l'aigua i el substrat

- En aquesta tesi es presenten dos mètodes per al càlcul de l'intercanvi de calor entre l'aigua i el sediment que usen la solució teòrica de la conducció de calor en un sòlid semiinfinit on la temperatura superficial és una sinusoide:
 - Un dels mètodes es basa en la descomposició de la temperatura superficial en una sèrie de Fourier, o siga d'ones sinusoïdals. Posteriorment es calcula la conducció de calor deguda a cada component aplicant la solució teòrica. És un mètode eficient (baix temps de càlcul) i acurat.
 - L'altre mètode suposa que l'intercanvi de calor entre l'aigua i el sediment és sinusoïdal. A més, utilitza una propietat teòrica que relaciona la variació de calor acumulada en el substrat en un instant donat amb la temperatura superficial mesurada amb un desfasament de $\pi/4$ (3 hores si el període de l'ona sinusoïdal és diari). Aquest mètode és eficient, però dóna resultats acceptables només quan el flux tèrmic entre l'aigua i el substrat és suficientment pròxim a una funció sinusoïdal, sense oscil·lacions de període més llarg a un dia.

14.1.3 Modelització de la temperatura de l'aigua en rius

- S'ha implementat i calibrat un model per a la simulació de la temperatura de l'aigua en el riu que té en compte les principals variables del balanç tèrmic, incloent l'intercanvi de calor amb el substrat. Els resultats del model concorden molt bé amb les mesures de camp.
- En aquesta tesi es discuteix i clarifica el concepte de temperatura d'equilibri i es defineix com la temperatura a la que tendiria el riu si les condicions meteorològiques, la geometria del riu, etc. es mantinguessen uniformes riu avall.

14.1.4 Estimació dels efectes d'embassaments i centrals nuclears sobre la temperatura de l'aigua

- En aquesta tesi es proposa un nou mètode per determinar la intensitat de l'alteració produïda sobre la temperatura de l'aigua basat en la temperatura d'equilibri. El mètode consisteix en el càlcul de dos variables indicadores:
 - La primera variable és la diferència de temperatura respecte de la temperatura d'equilibri.

- La segona, és la distància que necessitaria el riu per assolir la temperatura d'equilibri si les condicions meteorològiques, la geometria del riu, etc. es mantinguessen uniformes riu avall.

14.2 Comportament hidràulic i hidrològic del tram inferior del riu Ebre

- S'ha observat una tendència al decreixement del cabal al llarg del temps des dels anys 60 causada per canvis climatològics, per un augment del consum d'aigua i per canvis en els usos del sòl. D'acord amb les previsions dels models climàtics globals, aquesta tendència continuarà en els pròxims anys.
- El comportament hidràulic del riu està influenciat per la presència de macròfits. Quan n'hi ha masses importants es produeix una disminució de la velocitat de l'aigua i un augment del nivell. Les riuades d'un cert nivell poden arrencar els macròfits i tornar el sistema a les condicions inicials.
- La regulació del cabal del tram inferior del riu Ebre per les centrals hidroelèctriques dóna lloc a importants variacions diàries i setmanals en correspondència amb les necessitats de producció elèctrica.

14.3 Comportament tèrmic del tram inferior del riu Ebre

14.3.1 Comportament hidrodinàmic de l'embassament de Riba-roja

- El comportament hidrodinàmic de l'embassament de Riba-roja depèn de forma important de la temperatura i cabal dels afluents d'entrada (Ebre, Segre i Cinca), així com dels processos d'intercanvi de calor.
- Aproximadament, entre desembre i març la columna d'aigua està barrejada. A continuació es produeix una estratificació causada per la diferent temperatura dels afluents: l'aigua de l'Ebre, més freda, circula pel fons de l'embassament, mentre que l'aigua del Segre, més calenta, circula per la superfície. Aquesta situació es manté fins que la temperatura dels dos afluents s'iguali al voltant del mes de setembre. Llavors l'embassament es barreja de nou durant un curt període i la circulació s'inverteix: l'aigua del Segre, més freda, circula pel fons de l'embassament, mentre que l'aigua de l'Ebre,

més calenta, circula per la superfície. A finals d'any, els alts cabals i la pèrdua de calor per superfície causen la barreja de la columna d'aigua.

14.3.2 Comportament tèrmic del riu Ebre aigües avall dels embassaments

14.3.2.1 Comportament tèrmic a llarg termini

- S'ha observat un augment de la temperatura mitjana anual de l'aigua a Escatrón de 2,3 °C entre els anys 1955 i 2000. Segons les prediccions climàtiques, aquesta tendència es mantindrà en els pròxims anys a causa del canvi climàtic.
- L'augment de la temperatura de l'aigua està relacionat amb un augment de la temperatura de l'aire i un descens dels cabals, així com a influències antròpiques. La influència relativa de cada factor no està clara i hauria de ser estudiada amb més profunditat.

14.3.2.2 Comportament tèrmic a escala anual

- El comportament tèrmic a escala anual del tram inferior del riu Ebre és modificat pel sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix i per la central nuclear d'Ascó.
- El sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix produeixen un augment de la temperatura mitjana mensual de l'aigua de fins a 3-4 °C durant la tardor i hivern i un descens de la temperatura mitjana anual de l'aigua de fins a 3-4 °C durant la primavera i estiu. També es produeix un retard dels màxims i mínims anuals i una reducció de l'amplitud tèrmica anual.
- L'alteració causada pels sistema d'embassaments és deguda principalment a l'embassament de Mequinensa. Gràcies a la barreja parcial amb aigua del Segre i Cinca, en l'embassament de Riba-roja es contraresta en part aquesta alteració, mentre que l'embassament de Flix té un efecte molt limitat a causa del seu baix temps de residència. Posteriorment, a mesura que l'aigua circula riu avall, l'alteració va disminuint.
- La central nuclear d'Ascó produeix un augment de la temperatura mitjana mensual de 3 °C en mitjana durant tot l'any. L'efecte de la central nuclear depèn del cabal, de forma que quan els cabals són elevats, l'alteració produïda és menor.
- Aigües avall de la central nuclear d'Ascó, durant la primavera i l'estiu les alteracions tèrmiques causades per la central nuclear i el sistema d'embassaments són de signe contrari. Durant la tardor i hivern les alteracions tèrmiques causades per la central nuclear i el sistema d'embassaments se sumen.

- En el tram entre Flix i la central nuclear d'Ascó, la temperatura mitjana diària de l'aigua és superior a la temperatura d'equilibri durant la tardor i inferior durant la resta de l'any. Al Pas de l'Ase, situat aigües avall de la central nuclear d'Ascó, la temperatura mitjana diària de l'aigua és superior a la temperatura d'equilibri durant la tardor, és aproximadament igual durant l'hivern i és inferior durant la resta de l'any.

14.3.2.3 Comportament tèrmic a escala diària

- El comportament tèrmic a escala diària del tram inferior del riu Ebre és modificat pel sistema d'embassaments de Mequinensa, Riba-roja i Flix i per la central nuclear d'Ascó.
- L'aigua que surt de l'embassament de Mequinensa té una baixa variabilitat ja que prové de l'hipolímnion.
- La combinació entre el vessament tèrmic de la central nuclear i l'alta variabilitat de cabals a escala diària produeix un augment de la variabilitat tèrmica.
- L'intercanvi de calor entre l'aigua i el medi és modificat per les alteracions tèrmiques: un augment de la temperatura produeix un augment de l'evaporació, de l'intercanvi de calor sensible i de la radiació d'ona llarga emesa per l'aigua.
- Com a conseqüència de les alteracions tèrmiques s'estableix un patró de nodes i antinodes de l'amplitud tèrmica diària, amb un retard progressiu de l'hora dels màxims i mínims diaris de temperatura. A mesura que l'aigua circula riu avall aquest patró es va debilitant i la temperatura de l'aigua s'aproxima a la temperatura de l'estat estacionari. La distància de recuperació depèn del cabal, dels fluxos de calor i de la magnitud de l'alteració.